



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y
GEOCRONOLÓGICA
DEL INTRUSIVO DE LA SIERRA DE TLAYCA,
MORELOS, MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

ANDREA VIVIANA SÁNCHEZ GUTIÉRREZ



FACULTAD DE
CIENCIAS UNAM

TUTOR
INGENIERO JOSÉ TEODORO HERNÁNDEZ TREVIÑO

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2024



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Durante la mayor parte de la historia, *Anónimo* era una mujer.
(Virginia Woolf)

¿Qué es la vida? Una ilusión, una sombra, una ficción,
y el mayor bien es pequeño;
que toda la vida es sueño, y los sueños, sueños son.
(Pedro Calderón de la Barca)

Agradecimientos

Quiero agradecer en primera instancia a mi mamá, Alma, por no dudar ni un instante de las decisiones que he tomado en mi vida. Te agradezco por la paciencia; por todo el amor; por educarme para intentar siempre dar mi mejor esfuerzo y por inculcarme la confianza en mí misma, todo ello me permitió llegar hasta aquí.

A todo el pueblo de México, porque sin el acceso a la educación universitaria pública y gratuita yo jamás habría podido convertirme en la persona que soy al Sol de hoy, tanto a nivel profesional como personal. Por ello, pretendo seguir mejorando como profesionista para intentar retribuir a la sociedad mexicana a quien le debo tanto.

A las mujeres maravillosas que han cruzado por mi vida: las mujeres de mi familia, principalmente a mi tía Ana, mi abuela Guadalupe y mi prima Fany, gracias por el apoyo durante toda mi formación. A las profesorAs, compañerAs y amigAs que he hecho, por siempre inspirarme a mejorar y seguir esforzándome, y por demostrarme que las mujeres podemos hacer ciencia y de alto nivel. En especial agradezco a Brito y Odali por ser mis amigas, infinitas gracias por sostenerme y no soltarme nunca, y por darme ánimos cuando lo necesité. Brito, amiga, gracias por confiar en mí, ni cuando yo misma lo hago.

Agradezco también a los amigos que hice en este camino: Memo, gracias por escuchar mi infinidad de quejas, por soportar mis peores momentos de frustración y por estar para mí en momentos decisivos. Juan Alberto, gracias por sostenerme y no soltarme durante la parte más difícil del proceso burocrático. Axel, Pao, Jessi y todos los integrantes de la Terracueva: fue un gusto compartir la carrera con amigos como ustedes, gracias por su apoyo y por tan buenos momentos juntos.

A Alfredo, porque créeme, sin todo tu apoyo, amor y contención, seguramente habría claudicado en el segundo semestre de la carrera. Gracias por acompañarme durante el inicio de mi formación como geóloga, por siempre preocuparte por mí, por impulsarme a nutrir mi vida de sueños, por acompañarme en las decisiones importantes, por escucharme siempre sin juzgarme y por aconsejarme desde el amor. No olvides que siempre tendrás un lugar muy especial en mis recuerdos y en mi corazón. Nos vemos en la Andrómeda, mailob.

A Marco Antonio, el apoyo que me brindaste fue invaluable sobre todo durante mi adolescencia, de tu mano conocí una de mis mayores pasiones y además me animaste a intentarlo. Muchas gracias hasta donde sea que estés.

Dentro del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), el agradecimiento más importante es para el Ingeniero Teodoro Hernández Treviño, no me alcanzan las palabras para expresarle mi gratitud; su apoyo no sólo fue a nivel académico con su innumerable cantidad de enseñanzas en campo y en el área de separación de minerales, sino también a nivel personal, gracias por siempre motivarme a seguir mejorando y por confiar en mí. Su amistad es algo que atesoraré toda la vida.

También agradezco al Doctor Peter Schaaf por todo el apoyo y asesoría brindada durante la realización de este trabajo, así como también por brindarme las facilidades para la obtención de la beca de titulación. Adicionalmente, le agradezco por aceptar revisar mi tesis y por su disposición para responder todas mis dudas.

Asimismo, agradezco a la Maestra Gabriela Solis por permitirme aprender sobre el laboratorio de Química Ultrapura, por el tratamiento de mis muestras en ese mismo laboratorio y por los comentarios y correcciones vertidos en este trabajo.

Al Maestro Gerardo Arrieta le agradezco por la medición de las muestras en los espectrómetros Finnigan y Triton, así como por su disposición para explicarme el funcionamiento de dichos equipos.

De igual forma, hago extensivo mi agradecimiento al Ingeniero Juan Pablo Montiel. Juanito, conocer a una persona tan dedicada y tenaz como tú, para mí fue todo un regalo, gracias por tantas asesorías, hiciste que este proceso se sintiera menos solitario.

En general, reitero mi agradecimiento al gran equipo que conforma el LUGIS, por compartirme su espacio y por hacerme sentir parte de él desde el día uno. De este gran equipo me llevo una máxima para toda la vida: “la confianza es buena, pero el control es mejor”.

Respecto al trabajo en campo, agradezco encarecidamente a la familia Gutiérrez Anrubio, especialmente al señor Álvaro Gutiérrez Albarrán, a la profesora Margarita Anrubio y al profesor Alejandro Gutiérrez Anrubio por recibirme tan cálidamente en su casa y por acompañarme durante el trabajo dentro de la Sierra. Su apoyo fue invaluable en la realización de esta tesis.

A nivel institucional, esta tesis no habría podido realizarse sin el apoyo del Doctor Luigi Solari, el Doctor Carlos Ortega y la Doctora Ofelia Arvizu y de todo el equipo que conforma el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en el Centro de Geociencias de la UNAM. También agradezco el trabajo tan eficiente realizado por el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LANGEM) del Instituto de Geología de la UNAM, a cargo del Químico Rufino Lozano.

De igual manera, agradezco el apoyo recibido por parte del Instituto de Geofísica de la UNAM mediante las becas para Servicio Social y Tesis de Licenciatura "DRA. SILVIA SUSANA BRAVO NÚÑEZ" y por los recursos recibidos mediante el Proyecto Interno G136: Análisis geoquímicos y geocronológicos Xalostoc- Izúcar de Matamoros, utilizados para las campañas en campo y elaboración de láminas delgadas. También agradezco a la secretaria académica María Eugenia Martínez Luna por todo el apoyo y asesoría brindada durante mi estancia en el Instituto de Geofísica desde el servicio social hasta mi paso como becaria del LUGIS.

Finalmente, al Doctor Augusto Rodríguez y al Ingeniero Alfredo Victoria Morales por las asesorías brindadas durante la realización de este trabajo, sus aportaciones fueron sumamente valiosas para entender el proceso del skarn.

Índice

Resumen	9
Abstract	11
CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN.....	13
Objetivos de la investigación.....	15
General	15
Particulares.....	15
Preguntas de investigación	15
Hipótesis	16
Características generales y vías de acceso	16
Fisiografía	16
Orografía.....	16
Hidrografía.....	16
Clima.....	17
Vías de acceso	17
CAPÍTULO II MARCO GEOLÓGICO	19
2.1 Contexto regional	19
Terreno tectonoestratigráfico	19
Geología del estado de Morelos	20
2.2 Contexto local	21
Formación Morelos	21
Grupo Balsas	22
Formación Tlaica	22
CAPÍTULO III MARCO TEÓRICO	25
3.1 Granitoides.....	25
3.1.1 Clasificación de los granitoides.....	26
3.1.2 Granitoide con textura porfídica.....	28
3.2 Skarn.....	29
3.2.1 Clasificaciones de los skarn.	30
CAPÍTULO IV METODOLOGÍA	31

4.1 Preparación de muestras para estudios geoquímicos: Fluorescencia de Rayos X, LA ICP-MS.....	34
4.1.1 Trituración de la muestra.	34
4.1.2 Pulverizado.....	35
4.1.3 Cuarteado.....	36
4.2 Preparación de las muestras para los análisis de isotopía de Rb-Sr y Sm-Nd	37
4.3 Preparación de muestras para estudios de geocronología: separación de zircones.....	38
4.3.1 Preparación de la muestra.....	38
4.3.2 Bateo de la muestra.....	41
4.3.3 Separación de los zircones.....	42
4.3.4 Montaje de zircones.....	43
CAPÍTULO V PETROGRAFÍA	45
CAPÍTULO VI GEOQUÍMICA.....	64
Elementos Mayores	64
6.1.1 Clasificación TAS.....	65
6.1.2 Clasificación químico-mineralógica De la Roche.....	66
6.1.3 Diagrama K_2O vs. SiO_2	67
6.1.4 Esquema de clasificación alfabético de los granitoides y clasificación Fe-MAL-ASI.	69
6.1.5 Diagrama de saturación de alúmina.	71
Elementos traza	74
Tierras raras	75
Geoquímica Isotópica	77
Sistema isotópico Rb-Sr	77
Sistema isotópico Sm-Nd.....	80
Rb-Sr vs. Sm-Nd.....	82
Edad modelo.....	84
CAPÍTULO VII GEOCRONOLOGÍA.....	86
Antecedentes Sierra de Tlayca	86
Bases teóricas del método U-Pb.....	87

Sistema isotópico U, Th-Pb.....	87
Principios	89
Resultados de geocronología	90
CAPÍTULO VIII DISCUSIÓN	93
8.1 Discusión general.....	93
8.2 Guías mineras.....	96
CAPÍTULO IX CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	100
9.1 Conclusiones generales.....	100
9.2 Recomendaciones.....	101
9.2.1 Recomendaciones para próximos estudios.....	101
9.2.2 Recomendaciones para el uso de los minerales asociados al proceso de skarn.....	102
REFERENCIAS.....	103
ANEXO.....	109
Anexo 1: Resultados de los análisis geoquímicos	109
Anexo 2: Sección geológica de la Sierra de Tlayca	114

Resumen

El intrusivo de la Sierra de Tlayca, analizado en el presente estudio se encuentra en la parte centro oriental del estado de Morelos, entre los municipios de Ayala y Jonacatepec. Esta Sierra está conformada por calizas de la Formación Morelos que sufrieron un proceso de plegamiento contemporáneo a la deformación Laramide; suprayaciendo se encuentran los depósitos del grupo Balsas que corresponde a conglomerado calcáreo; ambos depósitos se encuentran intrusionados por el intrusivo de Tlayca. Finalmente, lo más reciente son productos volcánicos denominados Formación Tlaica, los cuales no exhiben rasgos de deformación (dentro de la literatura *Tlaica* hace referencia a esta formación. Mientras que *Tlayca* se usa para referirse a la Sierra). Geoquímicamente, el intrusivo corresponde a una cuarzo monzonita, ubicada dentro de la serie calcoalcalina con alto K. Se clasifica además como un granitoide tipo I. Respecto a los elementos traza, el patrón que exhibe el granitoide es el típico de rocas generadas por subducción. En los análisis de geoquímica isotópica de Rb-Sr y Sm-Nd, la muestra arrojó un valor de 0.70589 para la relación ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i y -1.4 para (ϵNd)_i, es decir, es una roca afectada por una fuente cortical. Por otra parte, la edad modelo calculada para el intrusivo fue de 869 Ma (periodo Toniano). Dentro de los antecedentes de la zona, existe un fechamiento del intrusivo realizado por el método de plomo alfa, en donde se obtuvo una edad de 30 ± 3 Ma. Sin embargo, el método presenta un inconveniente en su supuesto principal: el plomo de los cristales analizados, en su totalidad, debe ser radiogénico; es decir, se asume que la muestra no contiene plomo "primordial". Ello deriva en una inconsistencia de las edades porque es casi imposible cumplir con ese supuesto. Por ello, en el presente trabajo se realizó un nuevo fechamiento, pero ahora utilizando el método de U-Pb en zircones individuales. Con 30 cristales de zircones se obtuvo una edad de 33.81 ± 0.41 Ma. También se determinó la edad de los productos volcánicos presentes en la Sierra (Formación Tlaica) siguiendo el método anterior, en este caso se utilizaron 31 cristales y la edad fue de 34.43 ± 0.50 Ma. Derivado de todos los resultados obtenidos, se rechaza la posibilidad de que el intrusivo de la Sierra de Tlayca esté correlacionado con las rocas de la zona de Chalcatzingo debido a una diferencia de 14 Ma entre la formación de ambas rocas, además de que el comportamiento geoquímico es sumamente contrastante.

En cambio, se sugiere una posible correlación espacial y temporal con la caldera de Huautla, ya que son rocas contemporáneas y que, adicionalmente, exhiben un comportamiento geoquímico similar. Finalmente, dado que la edad modelo calculada en este trabajo es muy antigua en comparación con la edad del plutón, se sugiere que el basamento sobre el cual se encuentra la Sierra de Tlayca es muy antiguo, por ende, la Sierra estaría enmarcada dentro del terreno tectonoestratigráfico Mixteca.

Abstract

The intrusive analyzed in this study is located in the Sierra de Tlayca, located in the central eastern part of the State of Morelos, between the municipalities of Ayala and Jonacatepec. This Sierra is formed by limestones of the Morelos Formation that underwent a deformation process contemporaneous to the Laramide deformation. Overlying them are deposits of the Balsas group that corresponds to calcareous conglomerate. Both deposits are intruded by the intrusive. Finally, the most recent are volcanic products called Tlaica Formation, which do not exhibit deformation (in the literature *Tlaica* refers to this formation, while *Tlayca* is used to refer to the Sierra). Geochemically, the intrusive corresponds to a quartz monzonite, located within the high-K calc-alkaline series (also classified as a type I granitoid). Regarding trace elements, the pattern exhibited by the granitoid is typical of rocks generated through subduction processes. Rb-Sr and Sm-Nd isotope analyses yielded a value of 0.70589 for the ratio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i and -1.4 for (ϵNd)_i, i.e., it is a rock that was affected by a cortical source. On the other hand, the model age calculated for the intrusive was 869 Ma (Tonian period). In earlier works the intrusive was dated in 30 ± 3 Ma with the alpha lead method. However, this method has a drawback in its main assumption: the lead in the analyzed crystals, in its totality, must be radiogenic and it is assumed that the sample does not contain "primordial" lead. This results in an inconsistency of ages because it is almost impossible to comply with this assumption. Therefore, in the present work, a new age determination was performed using the U-Pb method on individual zircons. 30 zircon crystals were used, and the age obtained for the intrusive was 33.81 ± 0.41 Ma. The age of the volcanic products of the Sierra was also determined by U-Pb, in this case, the age was 34.43 ± 0.50 Ma. Derived from all the results obtained, a correlation of the Sierra de Tlayca intrusive with the rocks of the Chalcatzingo area is rejected because there is a difference of 14 Ma in the formation of both rocks and the geochemical behavior is highly contrasting. On the other hand, a possible spatial and temporal correlation with the magmatism that generated the Caldera de Huautla is suggested, since they are contemporary rocks and also exhibit similar geochemical behavior. Finally, since the model age calculated in this work exceeds the age of the pluton, it is suggested that the basement of the Sierra de Tlayca is

very old. Therefore, the Sierra could be framed within the Mixteca tectonostratigraphic terrain.

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

La Sierra de Tlayca es un orógeno de aproximadamente 8 km de longitud por 4.5 km de ancho, con una altura promedio de 1450 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.). Se localiza en la zona centro-oriental del estado de Morelos, entre los municipios de Ayala y Jonacatepec, aproximadamente a 45 km en línea recta de la ciudad de Cuernavaca (Figura 1).



Figura 1. Localización de la zona de estudio (estrella roja) en el estado de Morelos.

Geológicamente, a nivel regional, la Sierra se encuentra inmersa dentro del terreno tectonoestratigráfico Mixteca (Campa y Coney 1983; Centeno-García et al., 2008). El basamento de dicho terreno hacia la parte oriental está conformado por rocas metamórficas polideformadas premisisipienses del complejo Acatlán. Localmente, de lo más antiguo a lo más reciente, en el estado de Morelos se observa la presencia de una cobertura de rocas sedimentarias parte de la Plataforma Morelos-Guerrero (Cretácico). En la zona limítrofe del estado, en colindancia con el estado de Puebla y Guerrero, se encuentra la Caldera de Tilzapotla, cuya edad máxima es de 34.8 ± 0.3 Ma (Morán-Zenteno et al., 2004; González-Torres, 2013). Cercana a esta zona, se encuentra el Campo Volcánico de Huautla (CVH), cuya edificación según González-Torres (2013) ocurrió hace ~ 33.6 Ma. Finalmente, dentro del estado de Morelos, también hay presencia de rocas ígneas relacionadas espacial y temporalmente con la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Neógeno).

Entre los antecedentes geológicos y geocronológicos de las rocas de la región, existe un fechamiento de una muestra del intrusivo de Tlayca con una edad de 30 ± 3 Ma, mediante el método de plomo-alfa (De Cserna et al., 1974). Recientemente, Aguilar-Murillo (2012) efectuó un trabajo cartográfico en el cual describe cada una de las unidades litológicas presentes y las correlaciona con las existentes a nivel regional. Además, aporta una hipótesis sobre la zonificación del skarn. Otro trabajo relevante del área de estudio es el trabajo de Mares-Tepanhaya (2014) quien realizó una caracterización de las variedades de granates no sólo a nivel gemológico sino también geoquímico. Sin embargo, a pesar de estos esfuerzos por vislumbrar el origen y desarrollo del proceso metasomático, no se han realizado análisis enfocados en la caracterización geoquímica del intrusivo de Tlayca. La importancia de estos análisis radica en que un análisis detallado, por ejemplo, de los sistemas isotópicos rubidio-estroncio y samario-neodimio pueden ayudar a determinar la afinidad y la fuente magmática de la que se generaron estas rocas (Faure, 1986).

Objetivos de la investigación

General

Aportar nuevos datos de las rocas intrusivas de la Sierra de Tlayca. Se pretende que este estudio englobe una revisión de la cartografía, así como incorporar análisis geoquímico-isotópicos y la geocronología de las rocas que dieron lugar al proceso metasomático de la zona, para poder correlacionarlas con intrusivos aledaños.

Particulares

- Determinar la edad del intrusivo de Tlayca utilizando el método de fechamiento uranio-plomo (U-Pb) en zircones individuales, por medio de Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente por Ablación Láser (LA-ICPMS).
- Realizar análisis de geoquímica isotópica, fluorescencia de rayos X y espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) para clasificar a las rocas del intrusivo de Tlayca.
- Establecer o rechazar alguna relación espacial o temporal con los intrusivos de Chalcatzingo e Izúcar de Matamoros.
- Determinar si existen guías mineras en la zona de estudio.

Preguntas de investigación

¿Qué edad tiene la roca que generó el proceso de skarn en la zona de estudio?

Según las relaciones de samario-neodimio y rubidio-estroncio, ¿el intrusivo tiene afinidad con la corteza o con el manto superior?

¿El intrusivo de Tlayca es de composición alcalina semejante a las rocas intrusivas de Chalcatzingo?

Hipótesis

El intrusivo que generó el proceso metasomático en la Sierra de Tlayca no es un magmatismo aislado, sino que podría estar relacionado con intrusivos aledaños, como es el caso de la zona de Chalcatzingo, que se encuentra a 6 km en línea recta, o bien, con el magmatismo oligocénico-eocénico del sur de México.

Características generales y vías de acceso

Fisiografía

El Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 2001) divide al país en 15 provincias fisiográficas. En particular, el estado de Morelos se encuentra entre las provincias de la Sierra Madre del Sur en el occidente y hacia la parte Noreste, la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana.

Orografía

La orografía del estado es muy contrastante. La zona más alta (más de 5000 m.s.n.m.) se encuentra en el volcán Popocatepetl y la altura mínima registrada es de 800 m.s.n.m. a lo largo del cauce del río Amacuzac. En la zona de estudio (parte Este del estado de Morelos), lo que se observa principalmente son llanuras con la presencia de algunos lomeríos de rocas sedimentarias, intrusivos y algunos volcanes monogenéticos (INEGI, s.f.).

Hidrografía

La Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2016) señala que según la división hidrológica en México, la zona de estudio se encuentra enmarcada en la subcuenca RH18Fb, lo que indica que corresponde a la región hidrológica del Balsas y a la subcuenca del río Cuautla. Este último río, según información de la antes citada institución, tiene como principales afluentes a la barranca "La Cuera" y al río Achichipico. En cuanto a su uso, el principal es el Distrito de Riego 016 "Morelos".

Clima

En general el clima del estado de Morelos es homogéneo. Según el INEGI (s.f.), el 87% del territorio presenta un clima del tipo cálido subhúmedo, siendo la zona Norte la que presenta cambios de clima, por lo cual, se puede asegurar que la zona de estudio está comprendida dentro del clima predominante. Respecto a la temperatura, la media anual es de 21.5°C; mientras que la lluvia en promedio alcanza los 900 mm por año.

Vías de acceso

Entre la Ciudad de México y la zona de estudio existen 115 km de distancia y para recorrer ese trayecto existen dos rutas principales. Una de ellas es utilizar la Autopista 150 D México-Puebla durante poco más de 17.5 kilómetros, posteriormente salir hacia la Carretera Federal 115 México-Cuautla/Chalco-Ixtapaluca y continuar sobre ella por 48 kilómetros, para después incorporarse a la Carretera Federal 115D dirección Izúcar de Matamoros. Enseguida se debe tomar la vía de acceso en dirección a la Carretera Federal 115 Ciudad de México-Cuautla, Morelos y seguir sobre la Carretera Federal 160 Jiutepec, Morelos -Izúcar de Matamoros, Puebla. Finalmente, se debe tomar la Carretera a Xalostoc-San Juan Ahuehuevo. El acceso a la zona de estudio desde el poblado de Xalostoc es a pie, pero no representa un trayecto de más de 200 metros (Figura 2).

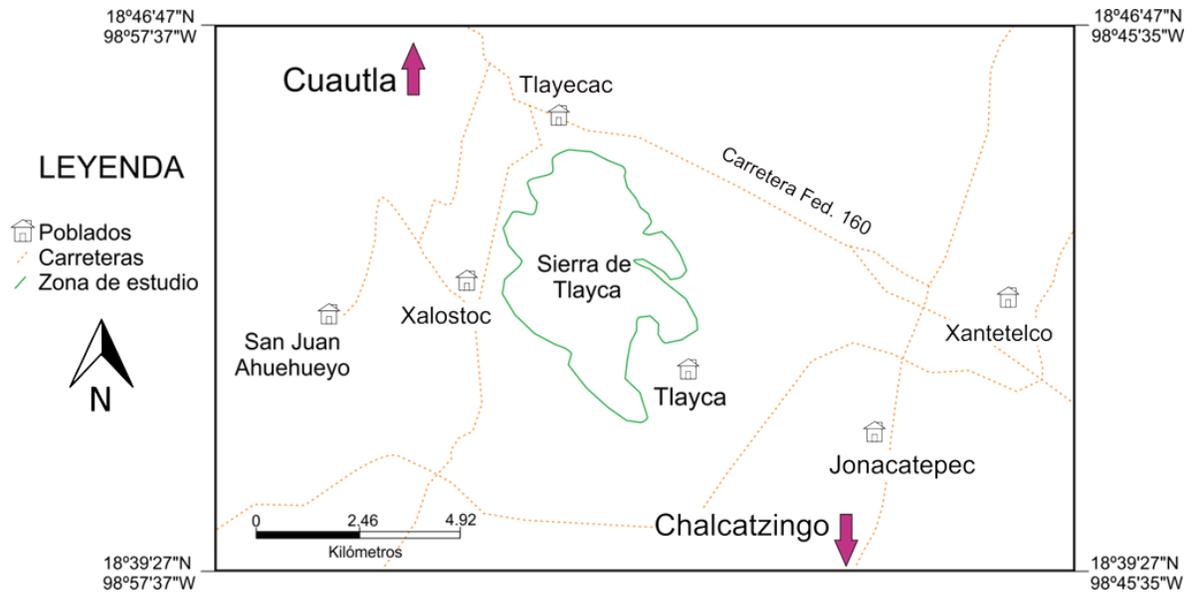


Figura 2. Localización de la zona de estudio y poblados aledaños.

CAPÍTULO II MARCO GEOLÓGICO

2.1 Contexto regional

Terreno tectonoestratigráfico

México tiene una historia geológica compleja, por ello, se han creado divisiones que permitan su estudio de manera sistemática y adecuada. Una de las metodologías más aceptadas son los terrenos tectonoestratigráficos. Según Howell (1985), un terreno tectonoestratigráfico, también denominado únicamente “terreno”, es un bloque de la corteza que se encuentra limitado por fallas y que presenta un basamento distinto a los bloques adjuntos y que, a veces, comparte secuencias estratigráficas más jóvenes con los bloques adjuntos. Otras características que se han utilizado para identificar los distintos terrenos son: características paleomagnéticas contrastantes, diferencias en los especímenes fósiles y discontinuidades geométricas en forma de grandes fallas (Torres de León, 2001). En México se inició su estudio de manera más detallada con el trabajo de Campa y Coney (1983), pasando por la revisión realizada por Sedlock et al. (1993), llegando hasta el trabajo de Centeno-García et al. (2008) que, muestra una síntesis y revisión del conocimiento generado hasta esa fecha. De acuerdo con Campa y Coney (1983), la zona de estudio se sitúa en el terreno Mixteca. Los autores señalan que dicho terreno se caracteriza por un basamento en dos partes metamorfoseadas yuxtapuestas tectónicamente y con la presencia de un cuerpo ultramáfico. Según la clasificación de Sedlock et al. (1993), la zona de estudio se localiza dentro del terreno tectonoestratigráfico Náhuatl; compuesto principalmente por rocas sedimentarias y magmáticas deformadas y metamorfoseadas en distintos grados, cuyas edades van desde el Jurásico hasta el Cretácico. Se observa, además, que hay rocas intrusionadas por plutones del Cretácico medio. Retomando la clasificación anterior, este terreno corresponde a la parte sur del terreno Guerrero de Campa y Coney (1983). Finalmente, según la clasificación más actualizada (Centeno-García et al., 2008), la zona de estudio se encuentra enmarcada dentro del terreno Mixteca. El basamento de dicho terreno hacia la parte oriental está conformado por rocas metamórficas polideformadas pre-Misisipienses del complejo Acatlán, para fines del trabajo este será el marco de referencia.

Geología del estado de Morelos

De forma más puntual, dentro del estado de Morelos se observa que, en general, los rasgos más importantes son la presencia de edificios volcánicos pertenecientes a la FVTM y depósitos marinos calcáreos de la Plataforma Morelos-Guerrero. Uno de los pioneros en el estudio de la zona fue Fries (1958), quién menciona que el depósito de la Formación Morelos se extendió desde el Albiano temprano hasta el Cenomaniano temprano. Posteriormente se dio el depósito de la Formación Cuautla, sucesión de calizas muy parecida a la Formación Morelos, cuya diferencia radica en su mayor resistencia a la erosión, debido a menor presencia de dolomita. Se cree que la separación entre ambas Formaciones implicó un periodo de regresión marina y erosión (Fries, 1960). Durante el Eoceno temprano tuvo lugar un evento de fuerte plegamiento, contemporáneo a lo que se conoce como la deformación Laramide; a causa de dicho suceso, se reactivaron fallas que, en algunos sitios, permitieron el ascenso de diques. Otra consecuencia de la deformación, fue la acumulación de depósitos clásticos gruesos, que constituyen al Grupo Balsas (Fries, 1960). Posteriormente, se encuentra a la Riolita Tilzapotla. Dicho término fue propuesto y utilizado en trabajos como Fries (1960) y Fries et al. (1966) para referirse a una serie de flujos piroclásticos que varían en composición de dacita a riolita. Morán-Zenteno et al. (2004) definen a la Ignimbrita Tilzapotla (término propuesto para evitar ambigüedades) como el resultado del colapso de la Caldera de Tilzapotla; mencionan, además, que es una de las unidades ignimbríticas de mayor extensión en la región. Para esta unidad dichos autores reportaron una edad de 34.3 ± 1.5 Ma por el método de K-Ar en biotitas. Respecto a la caldera Tilzapotla, ésta es una de las estructuras más grandes del país, sus dimensiones son de 33 km x 24 km. Adyacente a la Caldera, entre los estados de Morelos, Guerrero y Puebla, se encuentra ubicado el CVH, una cubierta volcánica discontinua con 9 centros volcánicos de composición predominantemente silícica, que inició su edificación hace ~ 33.6 Ma y cesó su actividad hasta los ~ 28.1 Ma. Los principales eventos magmáticos de este campo están representados litológicamente por: a) conjunto inferior de sucesiones de andesitas ~ 33.6 -33 Ma, b) sucesiones de volcanismo silícico ~ 32.9 - 30 Ma y c) conjunto superior de sucesiones de andesitas ~ 29.2 - 28.1 Ma (González-Torres, 2013). Otro rasgo interesante dentro del estado de Morelos, es la presencia de la suite Chalcatzingo emplazada durante el Mioceno

(20.7 Ma): un conjunto de rocas clasificadas como trondhjemitas que representan un rasgo anómalo dentro de la FVTM, dado que presentan las composiciones isotópicas magmáticamente más primitivas de todo el arco volcánico (Gómez-Tuena et al., 2008).

2.2 Contexto local

A continuación se describen las unidades que se encuentran en la Sierra de Tlayca (Figura 4 y 5), así como la sección geológica (Anexo 2).

Formación Morelos

La Formación Morelos se ha descrito como una secuencia marina somera con espesores que van desde los 600 hasta los 1000 m, formada por capas intercaladas de caliza y dolomía con nódulos de pedernal. La roca se clasifica como un *packstone-wackestone* bioclástico, peloidal e intraclástico con abundantes organismos de plataforma interna de condiciones restringidas, dominan las calizas. También se han reportado procesos de dolomitización en diferentes grados (Fries, 1958; Aguilera-Franco y Hernández, 2004). Como se puede observar en la figura 3, aún es posible distinguir los bioclastos presentes. La mayoría de estas rocas son del tipo *wackestone*. Estos depósitos constituyen una pequeña parte del sector occidental de la Sierra (Figura 4).



Figura 3. Caliza con bioclastos pertenecientes a la Formación Morelos localizada en la zona Oeste de la Sierra de Tlayca (Figura 4).

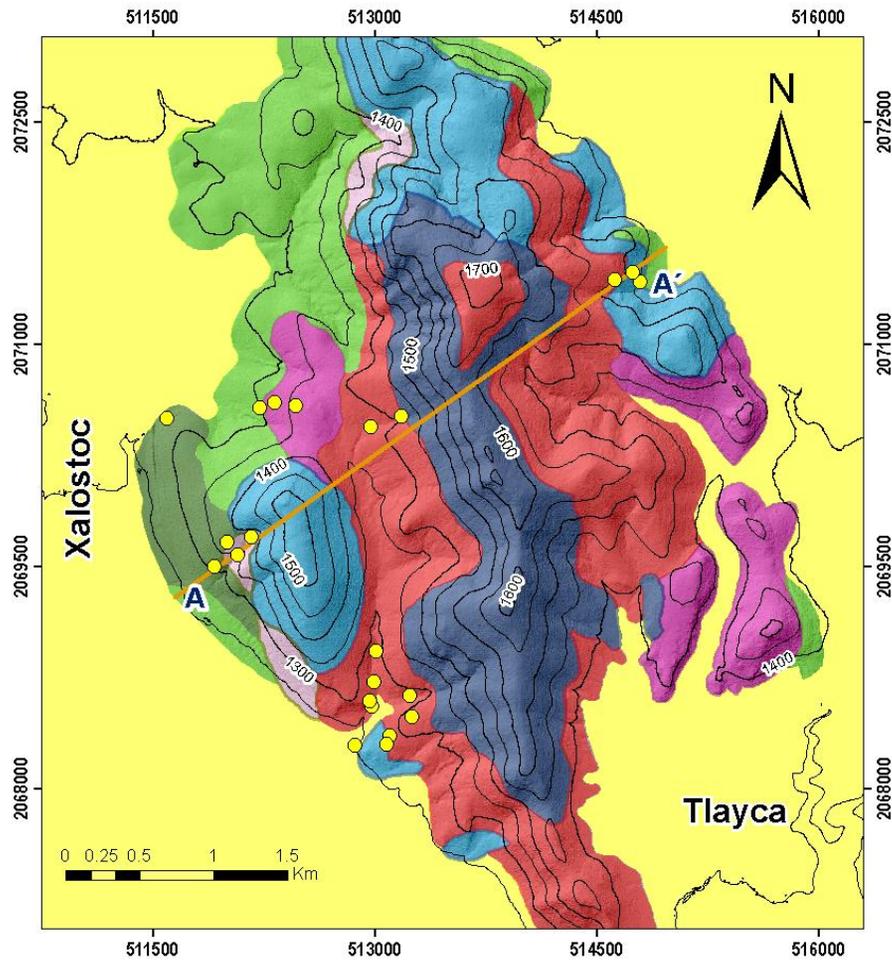
Grupo Balsas

Fries (1960) describió al Grupo Balsas como una sucesión de rocas altamente heterogénea, compuesta por caliza lacustre, conglomerados calcáreos y volcánicos, areniscas y limolitas. En ese trabajo, se propone el grado de deformación como un parámetro para delimitar al Grupo Balsas, puesto que se menciona que el grupo presenta, en general, un grado de deformación incipiente, mientras que los productos volcánicos que se le superponen exhiben un grado muy bajo. Sin embargo, actualmente, se considera que el rasgo principal para definir a este grupo es su posición estratigráfica: son rocas que están depositadas discordantemente sobre los depósitos marinos deformados y erosionados del Cretácico y que están subyaciendo los depósitos volcánicos del Eoceno-Oligoceno temprano, conocidos como la Riolita Tilzapotla (en su sentido más amplio, Fries, 1960; Morán-Zenteno et al., 2007). En campo, se observó que este grupo está representando por depósitos de conglomerado calcáreo y, como se puede observar en la figura 5, se cumple el rasgo característico: estar depositados discordantemente sobre los depósitos marinos deformados y erosionados del Cretácico. Además, como se puede ver la figura 4, estos depósitos representan gran parte del sector occidental de la Sierra de Tlayca.

Formación Tlaica

Fue propuesta por Fries (1960) y descrita como depósitos de flujos de lava, ignimbritas y brechas volcánicas. En general, la formación es correlacionable con la Ignimbrita Tilzapotla. Sin embargo, se propuso hacer esta diferencia en función de los afloramientos: la Formación Tlaica aflora al este del estado de Morelos, mientras que la Ignimbrita Tilzapotla se encuentra al oeste y en Guerrero (Aguilar-Murillo, 2012). En campo, estos depósitos están compuestos principalmente por ceniza soldada sin rasgos evidentes de deformación y se encuentra suprayaciendo al Grupo Balsas.

Sierra de Tlayca, Morelos



Leyenda

- Aluvión (Cuaternario)
- Intrusivo de Tlayca (33.81 Ma - Eoceno)
- Formación Tlaica (34.43 Ma - Eoceno)
- Grupo Balsas (Paleoceno - Eoceno)
- Formación Morelos (Albiano - Cenomaniano)

Rocas metamórficas

- Mármol
- Exoskarn
- Endoskarn

Simbología cartográfica

- Muestras
- Sección geológica
- Curvas de nivel

Universidad Nacional Autónoma de México
 Facultad de Ciencias
 Autora: Andrea Viviana Sánchez Gutiérrez
 Fecha: 2024



Figura 4. Mapa geológico de la Sierra de Tlayca (Modificado de Mares-Tepanhaya, 2014).

Columna estratigráfica Sierra de Tlayca

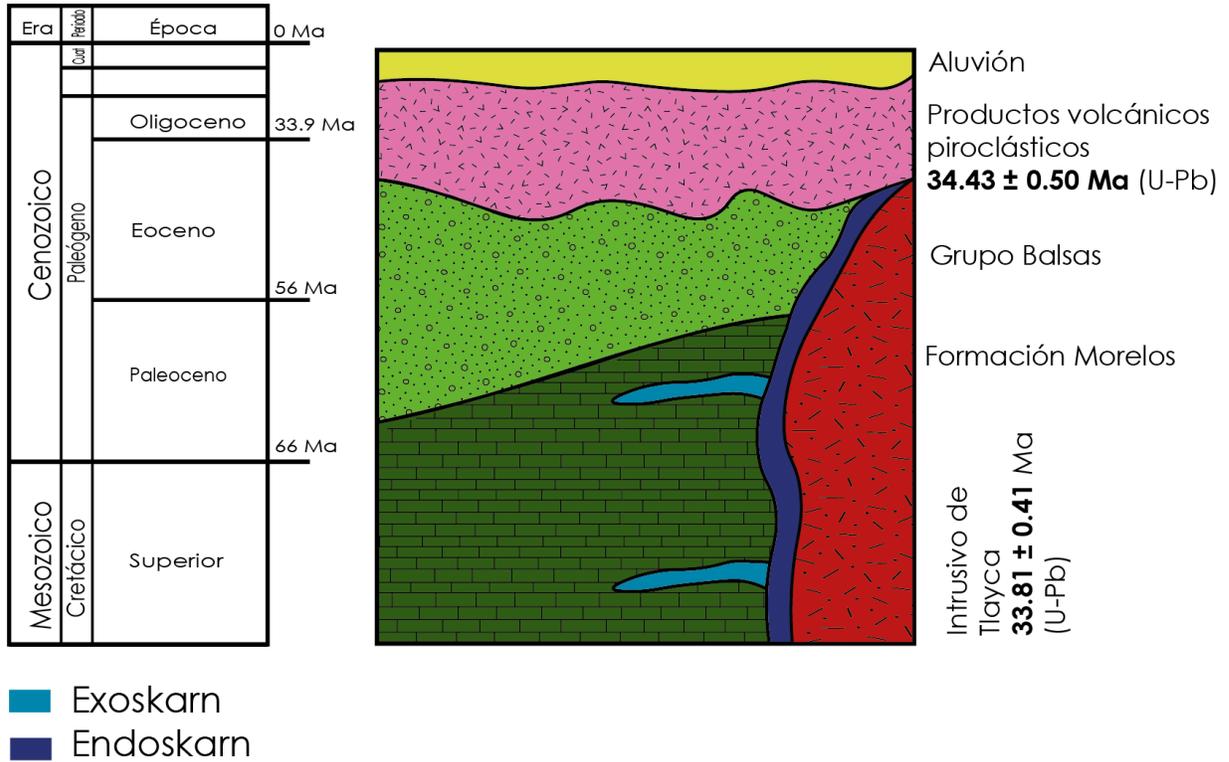


Figura 5. Columna estratigráfica de la Sierra de Tlayca.

CAPÍTULO III MARCO TEÓRICO

3.1 Granitoides

El término granito ha sido tema de interés desde el siglo XVI. Se considera que su origen se remonta al año 1596 con Caesalpinus, quién lo utilizó para referirse a rocas granulares en general (Caesalpinus, 1596, como se citó en Naumann et al., 1992). Posteriormente, en el siglo XVIII, ya se conocía que los granitos son parte fundamental de la corteza terrestre. Sin embargo, la génesis era tema de debate. Dicho debate, también conocido como “la controversia del granito”, ha llegado hasta la actualidad. No obstante, es importante señalar que algunas de las teorías presentadas antes de la década de 1960 podrían ser retomadas y complementadas bajo el marco de la tectónica de placas (Chen y Grapes, 2007). Según la International Union of Geological Sciences (IUGS), el término granito (*sensu stricto*), se define como cualquier roca plutónica granular en la que el cuarzo constituye entre el 20-60% modal, mientras que la plagioclasa representa entre el 10 y 65% modalmente de la suma del cuarzo (q), feldespato alcalino (a) y plagioclasa (p), normalizados al 100%. Analizado de otra forma, los granitos (*sensu stricto*) corresponden únicamente a los sienogranitos y monzogranitos (Shrivastava y Srivastava, 2015). Aunque a lo largo de los años, el término “granito” también se ha usado indistintamente para referirse a otras rocas plutónicas cuarzo-feldespáticas silíceas fuera de estos rangos. Por lo tanto, para evitar ambigüedades se ha propuesto el término *granitoide* para referirse a todo el espectro de rocas con textura granular, desde las tonalitas hasta las variedades sieníticas del granito (Winter, 2014). La importancia de definir a los granitoides radica en que, en conjunto, son las rocas plutónicas más abundantes en la corteza continental superior. Retomando a Winter (2014), se puede apuntar que un granitoide es una roca que posee un tamaño de grano de medio a grueso como consecuencia de un proceso de formación en presencia de volátiles (en particular H₂O) y un amplio periodo de enfriamiento. En cuanto a la mineralogía, las fases dominantes son cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, no obstante, habrá rocas que no presenten todas las fases.

3.1.1 Clasificación de los granitoides.

La clasificación de los granitoides, también conocida como clasificación S-I-A-M, ha ido evolucionando a lo largo de los años. Chappell y White (1974), realizaron un estudio de los principales batolitos del cinturón plegado de Lachlan en el sureste de Australia, y en él propusieron que los granitoides podían dividirse en dos grandes grupos: el tipo I y el tipo S. Los del tipo I se denominan de esa manera debido a que su composición química indica que se generaron a partir de la fusión parcial de una fuente ígnea, derivado del manto superior, tal como una placa inferior subcortical (Eby, 1990). Las características químicas son que tiene alto Na, Ca, Sr, Fe^{3+}/Fe^{2+} , $^{143}Nd/^{144}Nd$ y bajo Cr, Ni, $\delta^{18}O$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$. En general, se puede afirmar que son similares, al menos químicamente, a los granitoides de arco continental. En cuanto a la mineralogía, el óxido más común es la magnetita y frecuentemente presentan abundantes hornblendas. Finalmente, se sabe que son rocas metaluminosas o débilmente peraluminosas (Winter, 2014). Mientras que el tipo S son aquellos granitoides con tendencias químicas opuestas a las de tipo I también consideradas peraluminosas. Respecto a óxidos, el más comúnmente encontrado es la ilmenita, así mismo son rocas ricas en biotita y algunas veces presentan cordierita. La letra S se le asignó porque se ha sugerido que se originan a partir de rocas sedimentarias ya peraluminosas generadas por la meteorización de la corteza terrestre, que han sufrido procesos de fusión parcial (Winter, 2014).

Después, se propuso el tipo M, que estaría relacionado directamente con el manto. En este tipo de granitoide se incluyen a los plutones de arco inmaduros como los "plagiogranitos" oceánicos que se encuentran en las ofiolitas, la corteza oceánica y en las OIB erosionadas (Winter, 2014). Finalmente, el tipo A en comparación con el tipo I, se caracteriza por presentar altas concentraciones de SiO_2 , álcalis, Fe/Mg, halógenos (F y Cl), REE, Ga/Al, Zr, Nb, Ga, Y y Ce. En cambio, los valores de los elementos traza compatibles en rocas máficas (Co, Cr, Ni) y feldespatos (Ba, Sr) son bajos (Winter, 2014). Se les confirió la letra A por ser rocas anorogénicas, es decir, se emplazan en entornos no orogénicos, tanto dentro de la placa como a lo largo de los márgenes de la placa durante las etapas menguantes del magmatismo relacionado con la zona de subducción (Eby, 1990).

En la tabla 1 se presenta un resumen de las características anteriormente mencionadas, así como otras adicionales para lograr un mayor entendimiento de la clasificación S-I-A-M.

Tabla 1. Características de los granitoides según su tipo, basado en la clasificación S-I-A-M (Modificado de Sen, 2014).

Característica	Granitoide tipo I	Granitoide tipo S	Granitoide tipo M	Granitoide tipo A
Tipos de roca	Tonalita-granodiorita	Granito-Granodiorita	Plagiogranito	Granito alcalino
SiO₂ (% en masa)	56-77	64-77	54-73	>74
Asociación común	Dorsales oceánicas, arcos insulares y continentales	Arcos continentales y zonas de colisión	Dorsales oceánicas, intraplaca o arcos de islas	Zona de rift extensional continental
Al₂O	Moderado (metaluminoso)	Alto (peraluminoso)	Moderado (metaluminoso)	Moderado a alto (peralcalino)
Na₂O	Alto	Relativamente bajo	Alto	Variable
K₂O	Bajo	Moderado	Muy bajo	Alto
Minerales modales importantes	Anfibol, piroxeno, plagioclasa	Biotita, granate, sillimanita, cordierita, plagioclasa		Piroxeno alcalino, plagioclasa,

Enclaves	Anfibolita, diorita	Meta- sedimentos		
$[\text{}^{87}\text{Sr}/\text{}^{86}\text{Sr}]_{\text{inicial}}$	<0.705	≥ 0.710	<0.705	Variable

3.1.2 Granitoide con textura porfídica.

Las texturas de una roca ígnea pueden dividirse en dos grupos: las primarias que son aquellas que están relacionadas con la cristalización ígnea; que son resultado de la interacción de los minerales con el fundido y las secundarias que toman lugar una vez que la roca está completamente en estado sólido. Respecto al primer grupo, éstas están relacionadas con el crecimiento de los cristales, que a su vez está condicionado por tres procesos principalmente: nucleación inicial del cristal, el subsecuente crecimiento cristalino y difusión de especies químicas desde el medio hacia la superficie del cristal en crecimiento y viceversa (Winter, 2014). El tamaño de los cristales está relacionado fuertemente con la tasa de enfriamiento. La relación está dada por el grado de sub-enfriamiento (*undercooling*): este parámetro se define como la temperatura por debajo del punto de fusión antes de que ocurra la cristalización. Entonces, por ejemplo, cuando la tasa de enfriamiento es baja, sólo es posible un ligero sub-enfriamiento, y como consecuencia habrá bajos niveles de nucleación, pero altos niveles de crecimiento mineral. Lo anterior trae como resultado texturas de grano grueso, propias de las rocas ígneas plutónicas (Winter, 2014; Castro-Dorado, 2015). Sin embargo, hay rocas que pueden exhibir no sólo una moda en el tamaño de los cristales, como en el ejemplo anterior, sino que también hay bimodales: un caso especial dentro de ese grupo es la textura porfídica. Este fenómeno se logra con dos periodos de enfriamiento bien definidos, el primero tendrá lugar dentro de la cámara magmática y allí, en un periodo de tiempo amplio, se lograrán generar cristales de gran tamaño, denominados fenocristales o macrocristales. El segundo, cuando se da la apertura de un conducto y la migración del magma a la superficie en un lapso muy corto, lo que traerá como consecuencia, cristales de menor tamaño denominados matriz. Estos estarán circundando a los fenocristales (Castro-Dorado, 2015). Según Winter (2014), la forma en que se esclarece si la roca con textura porfídica debe considerarse como intrusiva o extrusiva es analizando el tamaño de los cristales de la matriz. Por otra parte, si la matriz está

compuesta por vidrio, entonces se le considerará como una roca con textura vitrificada. Otra variante es la textura poiquilítica, aquella en la cual un fenocristal (oikocristal) presenta gran cantidad de inclusiones de otro mineral, estos cristales fueron rodeados por el cristal huésped mientras éste iba creciendo.

Entonces, cuando se hace referencia a un granitoide con textura porfídica, se está haciendo referencia a una roca magmáticamente evolucionada que pasó un largo tiempo en su reservorio magmático, lo cual, le permitió desarrollar cristales de gran tamaño. Posteriormente, esta magma tuvo un cambio en las condiciones de cristalización que le ocasionó una discontinuidad textural (Castro-Dorado, 2015).

3.2 Skarn

La palabra “skarn” es de origen sueco, su origen se remonta al trabajo de 1875 de Alfred Elis Törnebohm, quién lo utilizó para referirse a rocas de granate y piroxeno encontradas en los yacimientos de hierro de Norborg y Langban en Suecia (Törnebohm, 1875, como se citó en Kwak, 2012). No obstante, dicho término siguió evolucionando y actualmente, la definición más aceptada es aquella propuesta por Meinert et al. (2005) que señala que los skarn son rocas que se generan por metamorfismo de contacto o regional en cualquier tipo de roca, pero principalmente en aquellas con composición carbonatada, mediante un proceso metasomático con fluidos que pueden ser del tipo meteórico, magmático, metamórfico o marino. En cuanto al ambiente de formación, se encuentran principalmente en presencia de un cuerpo plutónico. Sin embargo, se ha encontrado que este proceso también ha tenido lugar en zonas de falla, en grandes zonas de cizallamiento, en sistemas geotérmicos poco profundos, en el fondo del mar y a grandes profundidades dentro de la corteza en terrenos metamórficos profundamente enterrados (Meinert et al., 2005). Otra característica importante de los skarn es que algunos son capaces de albergar metales de interés como Fe, Au, W, Cu, Zn, Mo. Pero para ello es necesario que existan ciertas condiciones; por ejemplo, para lograr la acumulación de los metales mencionados anteriormente, es indispensable que el skarn esté asociado a un cuerpo plutónico y que, además, dicho cuerpo contenga ciertos elementos mayores y traza. Es decir, se ha encontrado que existe una relación entre la composición de los plutones y el tipo de skarn generado, por ejemplo, los plutones

asociados con skarn de Fe y Au contienen significativamente más MgO y menos K₂O o SiO₂ (Meinert et al., 2005).

3.2.1 Clasificaciones de los skarn.

Existen diversas clasificaciones para los skarn. Una de ellas se basa en la naturaleza del protolito. El endoskarn constituye la parte del skarn que se desarrolla dentro de la roca ígnea, mientras que el exoskarn es aquella parte que tiene como protolito a la roca sedimentaria encajonante. Otra de las clasificaciones se basa en la composición predominante del protolito y de los minerales resultantes del proceso de skarnificación, dichos términos son: skarn magnésico y cálcico (Meinert, 1992).

Finalmente, también se considera útil dividir a los skarn en función del metal económicamente redituable que se encuentre alojado en él. De esta manera, los skarns más comunes son: Fe, Au, W, Cu, Zn, Mo y Sn. No obstante, también existen aquellos que presentan F, C, Ba, Pt, U y REE, pero son mucho menos comunes (Meinert, 1992).

CAPÍTULO IV METODOLOGÍA

En el presente trabajo se aplicaron varios métodos para lograr los objetivos propuestos. Se resumen en la figura 6, y se describen a detalle a continuación.



Figura 6. Diagrama resumido de la metodología seguida en el presente trabajo.

- **Etapa inicial de gabinete**

Inicialmente se eligió la zona de estudio y se realizó una revisión preliminar de los trabajos acerca del área. Posteriormente, se delimitaron el objetivo general y los particulares a alcanzar. Asimismo, se desarrollaron mapas de ubicación utilizando el conjunto de paquetes de software ArcGis.

- **Etapa en campo**

Se desarrollaron dos campañas: la primera durante el mes de marzo del 2022 y la segunda en febrero del 2023.

Objetivos de las campañas:

- Obtener datos geológicos de las distintas unidades litológicas presentes en el área de estudio (relaciones de campo, descripción de unidades y distribución en el área) como se puede observar en la figura 7.
- Levantamiento cartográfico.
- Colecta de muestras para análisis geoquímicos, petrográficos y geocronológicos (los puntos de muestreo se pueden observar en la figura 4).



Figura 7. Descripción de muestra de mano en campo.

- **Etapa de laboratorio**

- Revisión y selección de las muestras: Se identificaron las muestras que correspondían a cada unidad litológica y se eligieron aquellas sin marcas de alteración.
 - Petrografía: Se laminaron 7 muestras con el objetivo realizar el análisis petrográfico, que abarcó la identificación de las fases minerales, texturas y clasificación mediante conteo de puntos. En la figura 8 se muestra un paso intermedio en elaboración de las láminas.



Figura 8. "Galletas" de las muestras listas para laminar.

- **Preparación de muestras para análisis geoquímicos y geocronológicos:** Los análisis geoquímicos se realizaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) y Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LANGEM). Los análisis geocronológicos se llevaron a cabo en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias Unidad Juriquilla, Querétaro, todos pertenecientes a la UNAM.

Para lograr realizar los análisis de elementos mayores, traza e isotopía, fue necesario elegir una muestra representativa de las rocas intrusivas, dicha muestra fue la AG03-22 y su preparación se describe a continuación.

- **Etapas de gabinete final**

En esta etapa se completó la investigación documental de la zona y se transcribieron los resultados obtenidos de los análisis de laboratorio y de la petrografía. Adicionalmente, se desarrolló el mapa geológico (Figura 4), la columna estratigráfica (Figura 5) y una sección geológica de la Sierra de Tlayca (Anexo 2). Finalmente, contando con todos los datos obtenidos se procedió a

construir una hipótesis respecto al origen de las rocas intrusivas y su papel dentro de la evolución de la Sierra.

4.1 Preparación de muestras para estudios geoquímicos: Fluorescencia de Rayos X, LA ICP-MS

4.1.1 Trituración de la muestra.

Las muestras se trituraron en el Taller de Molienda del LUGIS. Para ello se utilizó la prensa hidráulica de 50 toneladas marca MONTEQUIPO con capacidad de triturar bloques de varios kilos y fragmentar a tamaños menores de 5 mm (Figura 9). De la primera trituración se obtiene una granulometría heterogénea; sin embargo, con una segunda trituración se puede lograr mayor homogeneidad en la granulometría, obteniendo así, el tamaño adecuado para el proceso de pulverización.



Figura 9. Molienda de rocas en la prensa hidráulica de 50 Toneladas marca MONTEQUIPO.

Una vez que se efectuó el triturado, se separaron los fragmentos de roca sin marcas de intemperismo, los cuales constituyeron la submuestra AG03-22-2, destinada para los análisis geoquímicos. Mientras que los fragmentos no seleccionados constituyeron la submuestra AG03-22-1, designada para los

concentrados de zircones. Continuando con el proceso, la submuestra AG03–22-2 fue lavada con agua corriente para remover el polvo de la molienda y después se utilizó agua doblemente desionizada (Mili-Q) para retirar los residuos del agua corriente que puede contener elementos químicos no deseados. Por último, la submuestra AG03-22-2 se colocó sobre toallas de papel para secarse y posteriormente pulverizarse.

4.1.2 Pulverizado.

Para la pulverización de la muestra, se utilizó el pulverizador de anillos de acero templado marca BICO, el cual pertenece al Taller de Molienda del LUGIS (Figura 10). Antes de utilizar el pulverizador se constató que el equipo estuviera pulcramente limpio, después, siguiendo con el control de limpieza, se contaminó con una fracción de la misma muestra que se iba a pulverizar (submuestra AG03-22-1, Figura 11).



Figura 10. Pulverizador de anillos de acero templado BICO.



Figura 11. Submuestra AG03-22-1 pulverizada.

El material de esta primera pulverización se descartó por ser el material de contaminación. La segunda pulverización de la submuestra AG03-22-2 se empleó para análisis de FRX. Finalmente, la tercera pulverización se destinó para los análisis de geoquímica isotópica y para la medición de elementos trazas y tierras raras (REE).

4.1.3 Cuarteado.

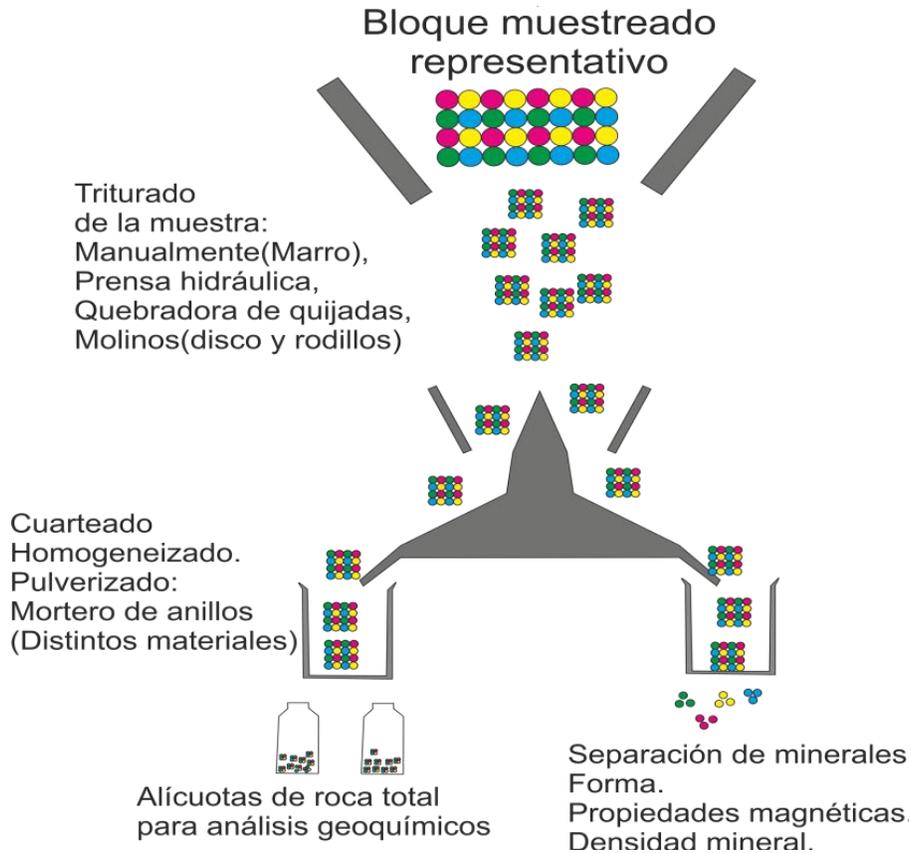


Figura 12. Diagrama general del proceso de obtención, preparación y cuarteado de una muestra.

Retomando la figura 12, el primer paso que se observa en la figura, es el descrito en apartado 4.1.1. Mientras que el segundo paso representa el proceso de cuarteado, el cual implica que una vez pulverizada la muestra se obtienen alícuotas de pesos distintos para cada análisis geoquímico. El procedimiento consistió en obtener un par de alícuotas representativas de 50 gramos para análisis de FRX, dos alícuotas de 5 gramos para los análisis de elementos trazas y REE y, finalmente otras dos de 120 miligramos para geoquímica isotópica. Para obtener estas alícuotas se aplicó la técnica de cuarteado de muestras, de modo que el primer paso fue homogeneizar la muestra dentro de la bolsa que la contenía,

tratando de revolver varias veces para una homogeneización total. Ya que la muestra estaba homogeneizada, se vertió sobre una hoja de papel bond y con espátulas de acero inoxidable, se volvió a revolver creando surcos. Después, se generó un cuadrado a lo largo de la hoja de espesor constante y sobre él se delimitaron 4 cuadrantes. De estos cuatro cuadrantes se retiró el cuadrante superior de la izquierda y el inferior de la derecha, y con los dos restantes se generó un nuevo cuadrado. En el nuevo cuadrado se formaron otros nuevos 4 cuadrantes y de dos de ellos (inferior izquierda y superior derecha) se tomó la primera alícuota de 50 gramos. El proceso anteriormente descrito se repitió para la obtención de las dos alícuotas de 5 gramos y las dos de 120 miligramos, la única diferencia radicó en que estas últimas se recuperaron en frascos de vidrio (como se muestra en la figura 13).



Figura 13. Alícuota de 120 miligramos.

4.2 Preparación de las muestras para los análisis de isotopía de Rb-Sr y Sm-Nd

Como se mencionó anteriormente, para los análisis de isotopía de Rb-Sr y Sm-Nd se requieren alícuotas de 120 mg, las cuales se colocaron en bombas de teflón de 15 ml con un spike combinado de Sr-Sm-Nd. Para lograr la digestión química de la muestra, se le vertieron 5 ml de ácido fluorhídrico (HF 40%) y 3 gotas de ácido perclórico (HClO_4), esta mezcla se calentó a 90 °C en una parrilla por 48 horas. El siguiente paso fue evaporar totalmente la muestra, para así poder agregar 7 ml de ácido clorhídrico (HCl 6N), los cuales también pasaron por la parrilla por al menos 12 horas, para posteriormente evaporar totalmente. El último paso fue le agregar 1

ml de ácido clorhídrico (HCl 2N) a la muestra anteriormente evaporada. La separación de los elementos de interés (Rb, Sr, Sm y Nd) se realizó mediante columnas de intercambio iónico Dowex, las cuales están elaboradas en cuarzo puro y están rellenas de una resina catiónica e inorgánica. Primero se colectó el Rb y Sr y posteriormente, las REE. Éstas últimas deben volver a pasar por otras columnas rellenas de resina de polvo de teflón y HDEHP, para así obtener el Sm y el Nd. La colección de los elementos de interés se realizó en recipientes de teflón, los cuales se evaporaron mediante las lámparas de luz infrarroja dispuestas en el laboratorio de química ultra pura del LUGIS.

Concluido el proceso de preparación se procedió a la medición de las muestras. En este caso, la medición isotópica del Rb y Sm se realizó en TIMS FINNIGAN MAT 262; mientras que la del Sr y Nd se realizó en el TRITON PLUS de Thermo Scientific, ambos equipos pertenecientes al área de espectrometría del LUGIS.

4.3 Preparación de muestras para estudios de geocronología: separación de zircones

4.3.1 Preparación de la muestra.

Para la separación de zircones se empleó el método de decantación por las ventajas que posee respecto a otros métodos como la mesa Wilfley, tales como su asequibilidad, eficiencia y ahorro de agua. Dicho método se describe a detalle en el trabajo de Díaz-Rocha (2019).

El primer paso fue efectuar un lavado a profundidad del material de cristal a utilizar: cajas de Petri, vasos de precipitado y cápsulas de porcelana; el lavado se realizó con agua corriente y jabón de uso doméstico. La forma de verificar que los utensilios de cristal estuvieran aptos para el trabajo, fue revisarlos bajo el microscopio para controlar que no tuvieran residuos de otras muestras. Posteriormente, se procedió a tamizar la muestra AG03-22-1 previamente granulada por la trituradora hidráulica, sirviéndose de un colador para cocina desechable con orificios equivalentes a malla 20 (Figura 14). La fracción gruesa,

que se quedó retenida en el colador, se devolvió a la bolsa rotulada con la clave pertinente.



Figura 14. Coladores de cocina utilizados en la separación.

La fracción fina que pasó por el colador se decantó en un vaso de precipitado de 300 ml, Primero se le agregó agua Mili-Q, se mezcló con una espátula de metal y se dejó reposar aproximadamente 1 minuto (Figura 15). Una vez que se sedimentó la fracción pesada, la fracción ligera que quedó en suspensión se desechó en una cubeta que sirve como depósito de sólidos para no azolvar el drenaje del laboratorio. Dicho procedimiento se realizó en repetidas ocasiones hasta que se observó que el agua ya no presentaba material en suspensión (como se resume en la figura 16). Esto indica que ya se separó la fracción de minerales ligeros en cierto porcentaje, quedando lista para proceder con el método de bateo y separar las fracciones de mayor densidad.



Figura 15. Separación de la fracción más ligera por decantación.

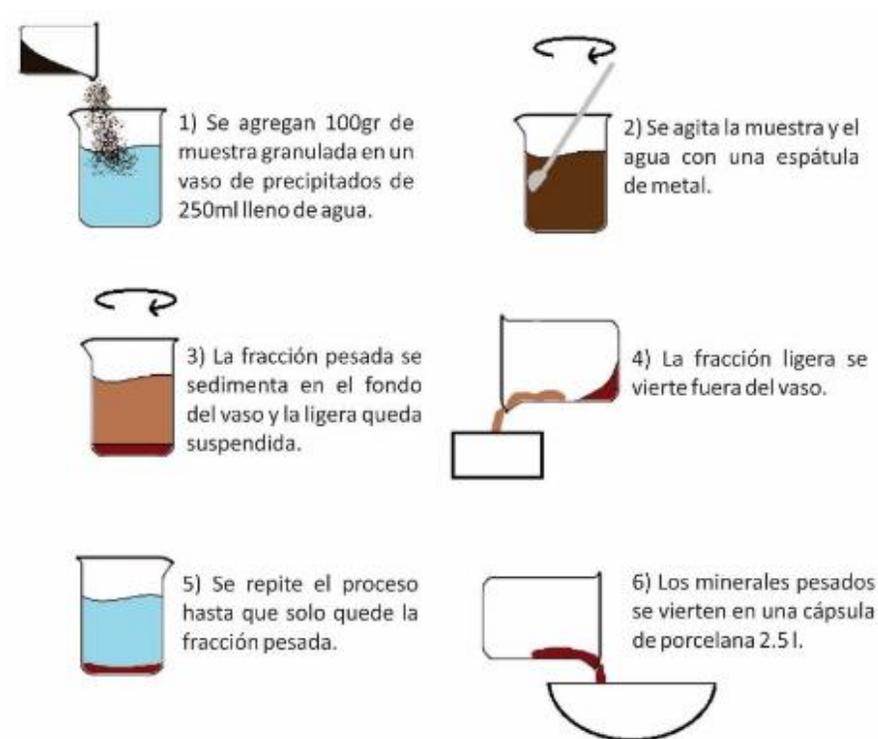


Figura 16. Esquema general de la separación por decantación de la fracción ligera de la muestra (tomada de Díaz-Rocha, 2019).

4.3.2 Bateo de la muestra.

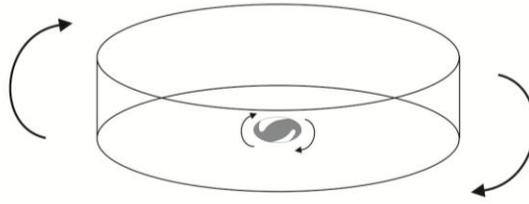
Se vertió la muestra decantada de densidad mayor en una cápsula de porcelana con 5 ml de agua. La separación de minerales comienza cuando se hace girar la cápsula formando pequeños círculos para que la muestra se concentre en el núcleo de la cápsula. Después se aumentó el giro de la muestra para hacer un círculo mayor, de modo que los minerales de mayor densidad y los de menor densidad se separen, generando así una estela de material fino de alta densidad, en donde lo más ligero quedó congregado al frente de la estela (Figura 17); esto facilitó su separación.



Figura 17. Generación de la estela con cristales de mayor densidad.

Tras obtener esta porción de material denso en la cápsula de porcelana, se vierte a una caja de Petri, para hacer una segunda separación de las fracciones pesadas, se hace girar la caja de Petri de modo que la muestra se concentre en el centro (Figura 18). Ya concentrada la muestra, se inclinó la caja cuidadosamente para hacer un abanico, de modo que los minerales de mayor densidad quedaran en el centro, facilitando la separación manual.

Concentrado de minerales pesados haciendo girar la caja de Petri



Concentrados los minerales, se inclina la caja para separar minerales ligeros de pesados

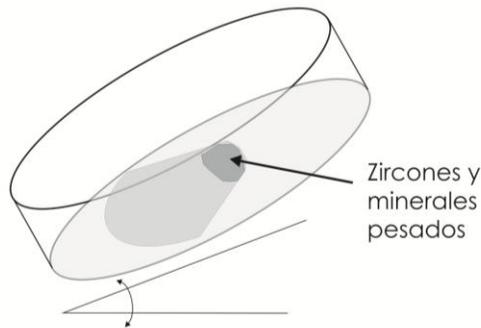


Figura 18. Esquema del manejo de la caja Petri en la segunda separación (modificada de Díaz-Rocha, 2019).

4.3.3 Separación de los zircones.

Para facilitar la separación manual de zircones se recomienda utilizar un microscopio estereoscópico con estativo con luz transmitida y doble polarizador (modelo utilizado: microscopio Olympus SZ11) y una espina de cactus para manipular los cristales de interés. La identificación de los zircones es por su alto relieve, alta birrefringencia y su forma pinacoidal. Los parámetros específicos para elegir los cristales y obtener los concentrados de zircones que se siguieron son los propuestos en la metodología desarrollada por el LUGIS y descrita en Díaz-Rocha (2019). Una vez que se logra identificar y concentrar entre 10 y 15 cristales (Figura 19) es recomendable mover esos cristales a otra caja de Petri pequeña (40 mm) para aislarlos de los demás minerales de la muestra; dicho procedimiento se logra utilizando una pipeta volumétrica. Este proceso debe realizarse de manera constante hasta conseguir al menos 100 cristales.



Figura 19. Concentrado de zircones de la muestra, listos para ser extraídos.

4.3.4 Montaje de zircones.

Para este procedimiento se utilizó un vidrio de 5 cm x 5 cm y cinta doble cara especial sin contenido de plomo, este requerimiento es importante porque el fechamiento podría verse afectado si existiese plomo en la cinta. Para montar los zircones se preparó el vidrio pegando la cinta doble cara y marcando en el centro del vidrio un círculo de una pulgada; dentro del círculo se marcan referencias para montar ordenadamente los cristales (Figura 20).



Figura 20. Preparación del vidrio que contendrán los cristales de zircón.

Ya que se tuvo el vidrio preparado con la cinta doble cara, el siguiente paso fue evaporar el agua de la caja de Petri que contenía los cristales de zircón, para esto se colocó un foco de luz infrarroja sobre la caja. En esta última parte, se reutilizó la espina de cactus montada en un palillo, pero ahora se le agregó grasa del cuero cabelludo personal, para que los cristales se adhirieran a la punta y fuera más fácil acomodar los cristales sobre la cinta. La disposición de los cristales es en hileras de alrededor de 10 cristales. Por último, ya que se montaron los cristales, se procedió a aglutinarlos en resina epóxica utilizando un tubo de PVC de una

pulgada donde se vertió la resina aglutinante para hacer la probeta que será analizada en el Centro de Geociencias de la UNAM campus Juriquilla (Figura 20).

CAPÍTULO V PETROGRAFÍA

En el área de estudio se observaron afloramientos de rocas intrusivas generadoras del proceso de skarn en la región. También se identificaron las partes del skarn. De cada una de estas unidades se colectaron muestras representativas y se analizaron con microscopio petrográfico Olympus modelo BX60F62 (Figura 21).



Figura 21. Microscopio petrográfico Olympus modelo BX60F62.

La descripción petrográfica consistió en una descripción de las fases minerales predominantes de las muestras, así como también de sus relaciones texturales. De la zona de estudio se realizaron 7 láminas delgadas, éstas se describirán por grupos, según el tipo de roca al que pertenezcan. Para la descripción de las fases minerales, se utilizarán las abreviaturas de Whitney y Evans (2010). El término plagioclasa no se encuentra en dicho texto, pero para fines de este trabajo se utilizará la abreviatura plg.

- Cuarzo: qz
- Microclina: mc
- Clinopiroxeno: cpx
- Diópsido: di
- Biotita: bt
- Zircón: zrn
- Hornblenda: hbl
- Titanita: ttn
- Pirita: py
- Enstatita: en
- Hiperstena: hyp
- Hedenbergita: hd
- Apatito: ap
- Sericita: ser
- Clorita: chl
- Epidota: ep
- Calcita: cal
- Granate: grt
- Grosularia: grs
- Vesuvianita: ves
- Wollastonita: wo
- Plagioclasa: plg

Clave de la muestra: AG02-22

Grupo de rocas: *ROCAS INTRUSIVAS*

Localidad de colecta: Arroyo los Sabinos, Xalostoc

Coordenadas: 18°42'35.3" 98°52'36.4"

Descripción megascópica

La muestra de mano exhibe un índice de color mesocrático con textura porfídica de grano fino, con pórfidos de a lo sumo 3 mm. Se observan también cristales asociados de pirita (Figura 22).



Figura 22. Muestra de mano AG02-22.

Descripción microscópica

Esta muestra corresponde a una roca intrusiva. En cuanto a la cristalinidad, está compuesta únicamente por cristales, lo cual le confiere la clasificación de holocristalina. La textura es alotriomórfica, inequigranular, de grano medio, con macrocristales que van desde 1 a 3 mm. Se observaron las siguientes fases minerales: plg, mc, py, ttn, zrn, en, hd, ser, chl, ep.

Los macrocristales son principalmente plagioclasas. Se observa, además que tanto los cristales de plagioclasa, como los de microclina tienen los bordes difusos y corroídos. Respecto a estas dos fases, se identificó una textura pertítica; es decir, hay cristales de plagioclasa sódica siendo hospedados dentro de cristales de feldespato alcalino. Otro proceso observado en las plagioclasas es la saussuritización; es decir, el reemplazo de ellas por epidota y plagioclasa más sódica. También se percibió la alteración de las plagioclasas debido a la sericita (Figura 23). Por otra parte, las hornblendas se encuentran completamente reemplazadas por clorita. Los cristales de ortopiroxeno están fuertemente dañados, se les observa rotos y hospedando cristales de minerales opacos (textura poiquilítica).

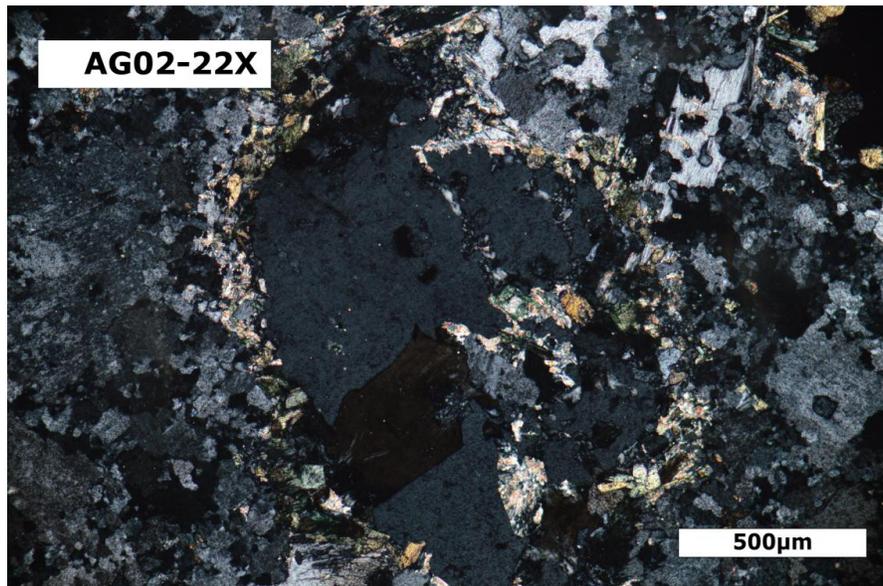


Figura 23. Macrocristal de plagioclasa rodeado por sericita.

Clave de la muestra: AG03-22

Grupo de rocas: *ROCAS INTRUSIVAS*

Localidad de colecta: Arroyo los Sabinos, Xalostoc

Coordenadas: 18°42'41.9" 98°52'35.8"

Descripción megascópica

La muestra de mano exhibe un índice de color mesocrático, con textura porfídica de grano fino, con pórfidos de 3 mm aproximadamente de plagioclasa y minerales máficos (Figura 24).



Figura 24. Muestra de mano AG03-22.

Descripción microscópica

Esta muestra al igual que la anterior, es representante de las rocas intrusivas. Está compuesta en su totalidad por cristales (holocristalina) y se observa que la textura es hipidiomórfica puesto que hay cristales con caras bien definidas; inequigranular; de grano medio, con macrocristales que van desde 1 a 2.5 mm. Se observaron las siguientes fases minerales: plg, qz, mc, cpx, di, bt, zrn, hbl, ttn, ser, chl y ep.

Dentro de las rocas inequigranulares, se encuentran las porfídicas, dicha textura se observa en la muestra y es mucho más evidente en esta lámina que en la anterior, puesto que la diferencia de tamaño entre los fenocristales y la matriz es mayor. Los cristales de mayor tamaño son los que corresponden a las plagioclasas; sin embargo, dichos cristales presentan bordes difusos, es decir, se observan corroídos. También se identifica en algunos cristales de plagioclasa una incipiente textura de tamiz. Siguiendo con esta fase mineral, se observa que hay sitios de la roca con agregados de fenocristales de plagioclasa (glomero-pórfidos), distinguible en la figura 25. Otro proceso que se advierte en la muestra es la presencia de cristales de albita dentro de cristales de feldespato potásico (microclina), es decir, textura peritítica. Otra textura observada dentro de las plagioclasas, es la poiquilítica, en donde éste es el cristal anfitrión (oikocristal) y los cristales huésped son piroxenos. Los cristales de cuarzo de la muestra se observan con bordes redondeados, en su mayoría, se aprecian engolfados. Algunos otros cristales se observan con huecos dentro del cristal. En esta muestra se puede observar que los piroxenos presentan maclas polisintéticas y bordes difusos (Figura 26). Se vislumbra además un proceso de cloritización, ya que dicho mineral se encuentra rodeando cristales de otros minerales como los piroxenos. También se observa el reemplazamiento total de los minerales por clorita, aunque este proceso sólo se identifica en minerales como la hornblenda. Relacionada con la clorita, se advierte también la presencia de epidota. La epidota por su parte está reemplazando a las plagioclasas (saussuritización).

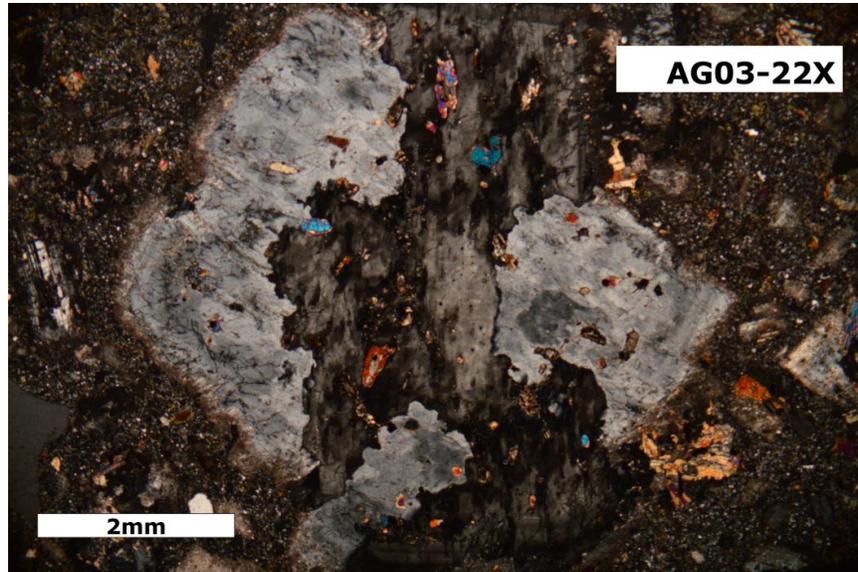


Figura 25. Glomero-pórfido de plagioclasas con bordes difusos.

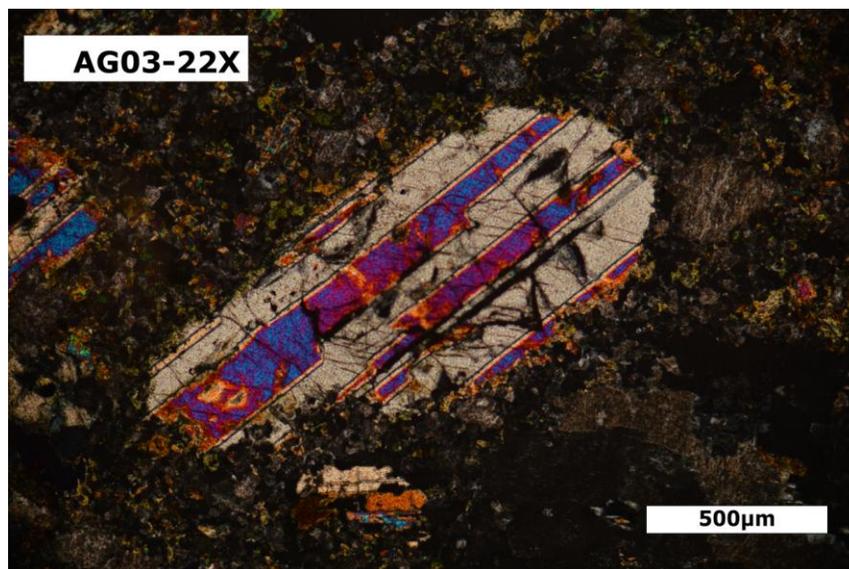


Figura 26. Cristal de clinopiroxeno con macla polisintética.

Dado que la muestra corresponde a las rocas intrusivas, se realizó un conteo de 360 puntos. Para este método es necesario desfasar la platina y girarla en el sentido de las manecillas del reloj, así cada grado representó un punto del conteo. El resultado del conteo se recalculó en función de los minerales esenciales (cuarzo, plagioclasa y feldespato) y se graficó en el diagrama de Streckeisen

(Figura 27), en el cual se obtuvo que la muestra corresponde a una cuarzo-monzodiorita.

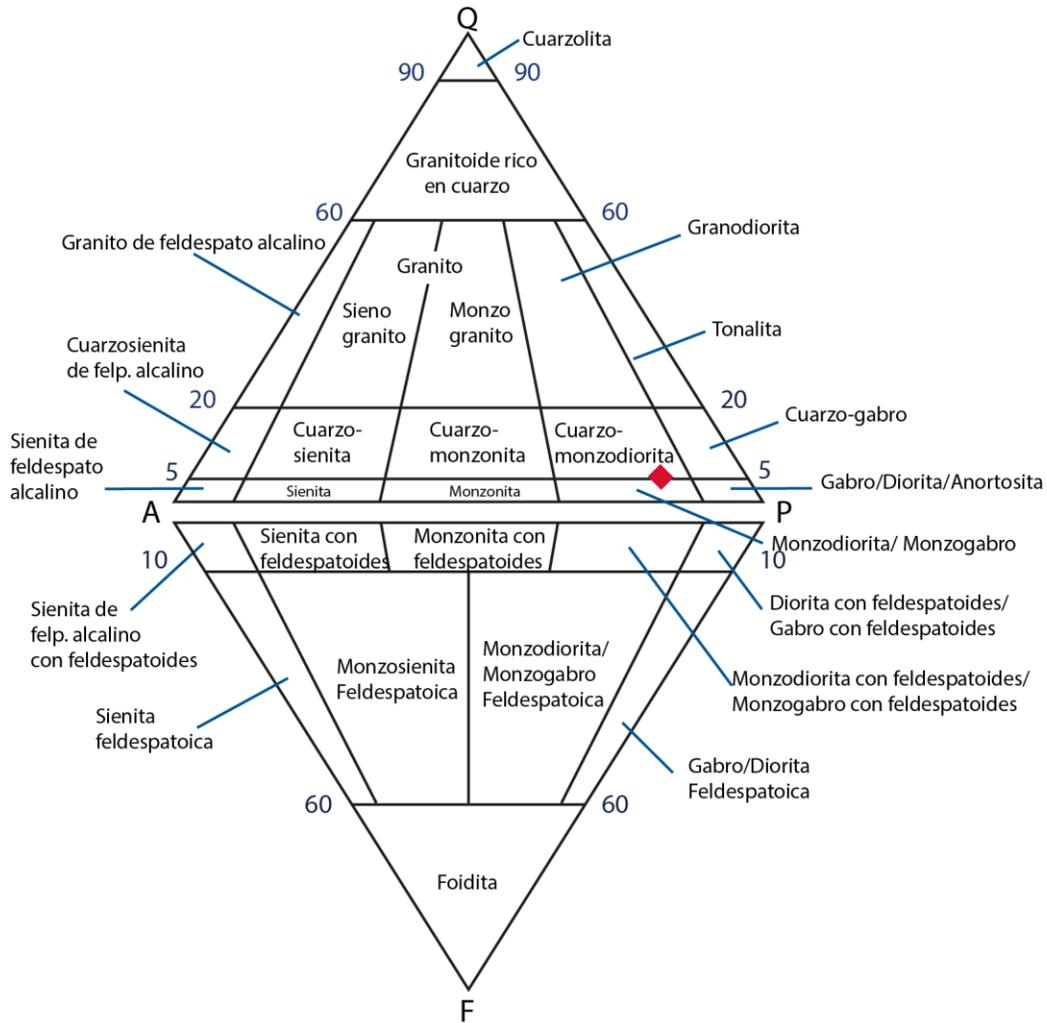


Figura 27. Clasificación por conteo de puntos de la muestra AG03-22 (rombo rojo) en el diagrama de Streckeisen (1973).

Clave de la muestra: AG04-22

Grupo de rocas: *ROCAS INTRUSIVAS*

Localidad de colecta: Arroyo los Sabinos, Xalostoc

Coordenadas: 18°43'31.4" 98°52'37.1"

Descripción megascópica

La muestra de mano exhibe un índice de color mesocrático, con textura porfídica de grano fino, con pórfidos de 3 mm de plagioclasa, epidota y minerales oscuros (Figura 28).



Figura 28. Muestra de mano AG04-22.

Descripción microscópica

Esta roca también es representante del intrusivo y al igual que las anteriores, está compuesta en su totalidad por cristales (holocristalina). La textura es alotriomórfica puesto que la mayoría de los cristales no presentan caras bien definidas; además es inequigranular; de grano medio, con macrocristales que van desde 1 a 2.5 mm. Las fases que exhibe la roca son: plg, en, qz, bt, hd, ap, py, ep.

La muestra exhibe varios glomero-pórfidos de cristales de plagioclasa, dentro de los cuales, además se observan intercrecimientos de clino y ortopiroxenos. Algunos cristales de plagioclasa presentan zonación, mientras que otros están reemplazados por epidota (saussuritización). También se vislumbra que otros cristales de plagioclasa presentan sericita en forma de vetillas. En general, las plagioclasas tienen bordes sumamente difusos y corroídos (Figura 29).



Figura 29. Glomero-pórfido de plagioclasas con zoneamiento composicional.

Clave de la muestra: AG05-22

Grupo de rocas: SKARN

Localidad de colecta: Acueducto, Xalostoc

Coordenadas: 18°42'21.6" 98°52'33.4"

Descripción megascópica

La muestra de mano exhibe un índice de color leucocrático, con textura porfidoblástica de grano grueso, con pórfidos de hasta 2 cm de vesuvianita y granate (Figuras 30 y 31).



Figura 30. Fotografía del afloramiento de la muestra AG05-22.



Figura 31. Muestra de mano AG05-22.

Descripción microscópica

La muestra descrita a continuación, es parte del endoskarn. Está compuesta en su totalidad por cristales (holocristalina). La textura es alotriomórfica, pero exhibe algunos cristales completamente euhedrales; además es inequigranular; de grano medio con macrocristales que en promedio van desde 2.5 a 5 mm (presenta algunos cristales que llegan hasta 7.5 mm). Las fases minerales de la muestra son: cal, grt, plg, ves, py.

La muestra exhibe 3 modas de tamaños: cristales menores a 2 mm, cristales entre 2 mm y 5 mm y aquellos mayores a 5 mm y menores a 8 mm; la moda más abundante es la segunda. En adición, presenta vetas de calcita, principalmente dentro de los cristales de vesuvianita. Se observa además textura poiquilítica, el cristal anfitrión es granate y el huésped es la calcita.

Clave de la muestra: AG07A-22X

Grupo de rocas: *EXOSKARN*

Localidad de colecta: cercano al Fraccionamiento Las Llaves

Coordenadas: 18°44'5.1" 98°51'36.5"

Descripción megascópica

La muestra presenta un índice de color leucocrático con textura porfidoblástica con macrocristales de calcita de hasta 1 cm y de granate de alrededor de 2 cm (Figura 32).



Figura 32. Muestra de mano AG07A-22X.

Descripción microscópica

La muestra está conformada únicamente por cristales (holocristalina); la textura es alotriomórfica; además es inequigranular, con 3 modas en los tamaños de cristales. En promedio, los cristales más pequeños miden entre 0.05 mm, la siguiente moda va entre 0.3 y 1 mm, finalmente los macrocristales rondan entre 2.5 a 4.5 mm. Se observan vetas de calcita en toda la muestra y dentro de cristales de granate (Figura 33).

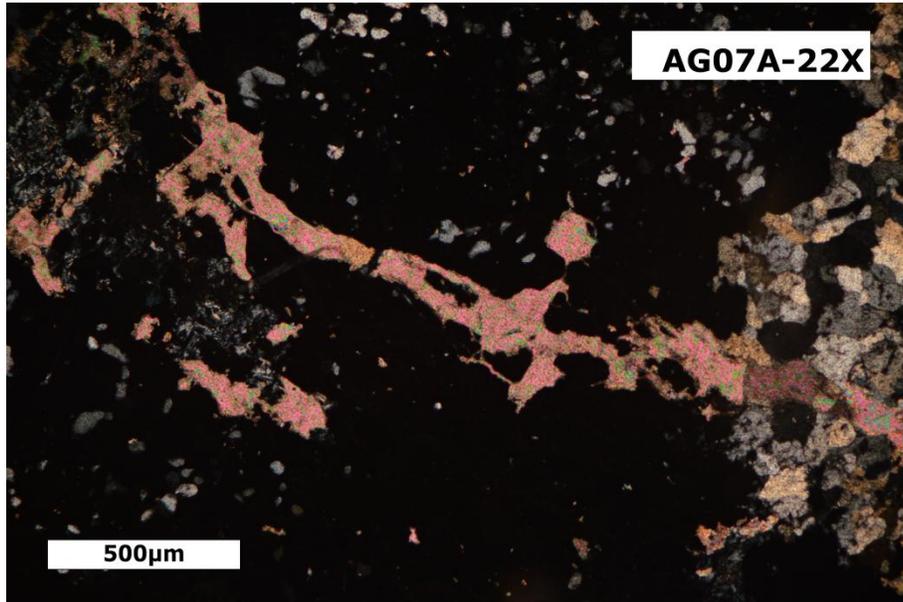


Figura 33. Vetas de calcita.

Clave de la muestra: AG06-22

Grupo de rocas: *MÁRMOL/ CALIZA RECRISTALIZADA*

Localidad de colecta: cercano al Fraccionamiento Las Llaves

Coordenadas: 18°44'3.1" 98°51'34.7"

Descripción megascópica

La muestra exhibe un índice de color leucocrático con textura porfidoblástica con macrocristales de granate rosado de hasta 2.5 cm, vesuvianita de hasta 1 cm de longitud (Figura 34).



Figura 34. Muestra de mano AG06-22X.

Descripción microscópica

Está compuesta en su totalidad por cristales (holocristalina). La textura es alotriomórfica; además es inequigranular; de grano medio con macrocristales en promedio mayores a 2 mm. Las fases minerales presentes en la roca son: pgt, di, hyp, grs, cal, grt, ves.

La muestra exhibe macrocristales los cuales son los únicos cristales idiomórficos presentes y corresponden a granates. En esta fase mineral además se puede observar una zonación incipiente en algunos cristales (Figura 35). Se advierte además la presencia de textura poiquiloblástica en cristales de pigeonita, la fase huésped corresponde a ortopiroxenos. Esta textura también se observa en los granates con clinopiroxenos como huéspedes. Los granates además se presentan altamente fracturados. Dentro de los cristales de pigeonita hay presencia de minerales opaco, a los cuales se les observa un halo isotrópico. En la muestra hay presencia de cristales de calcita en los cuales no se observa el crucero 80/120 característico. Se considera entonces que esta calcita atravesó un proceso hidrotermal que eliminó los planos de debilidad. Estos cristales de calcita "dura" tienen forma anhedral y se presenta intersticialmente (Figura 36).

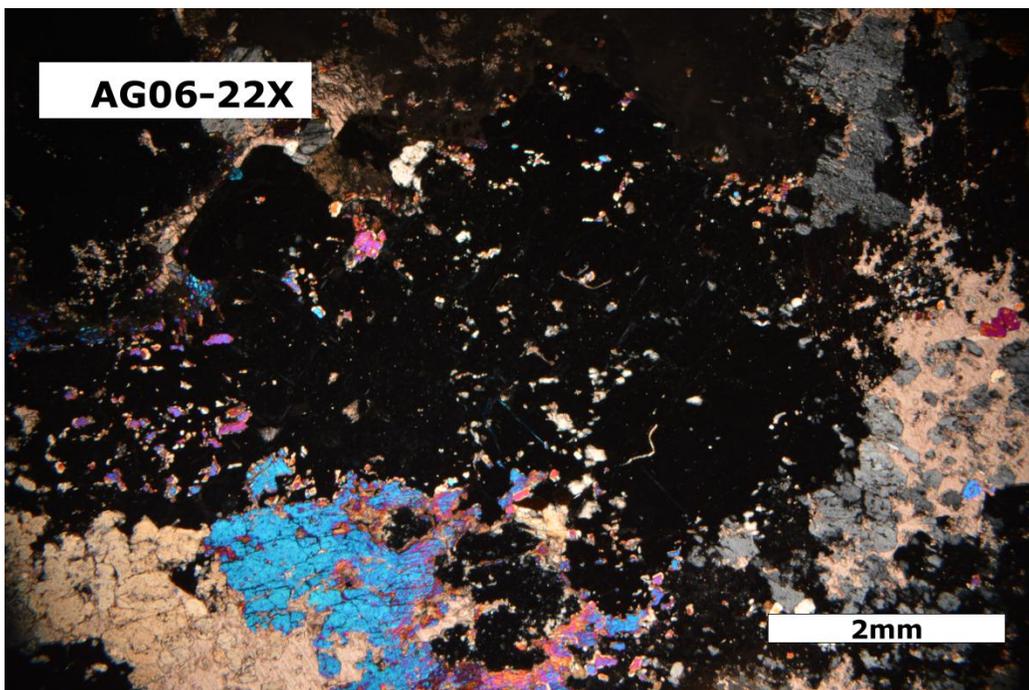


Figura 35. Zonación incipiente de un granate.

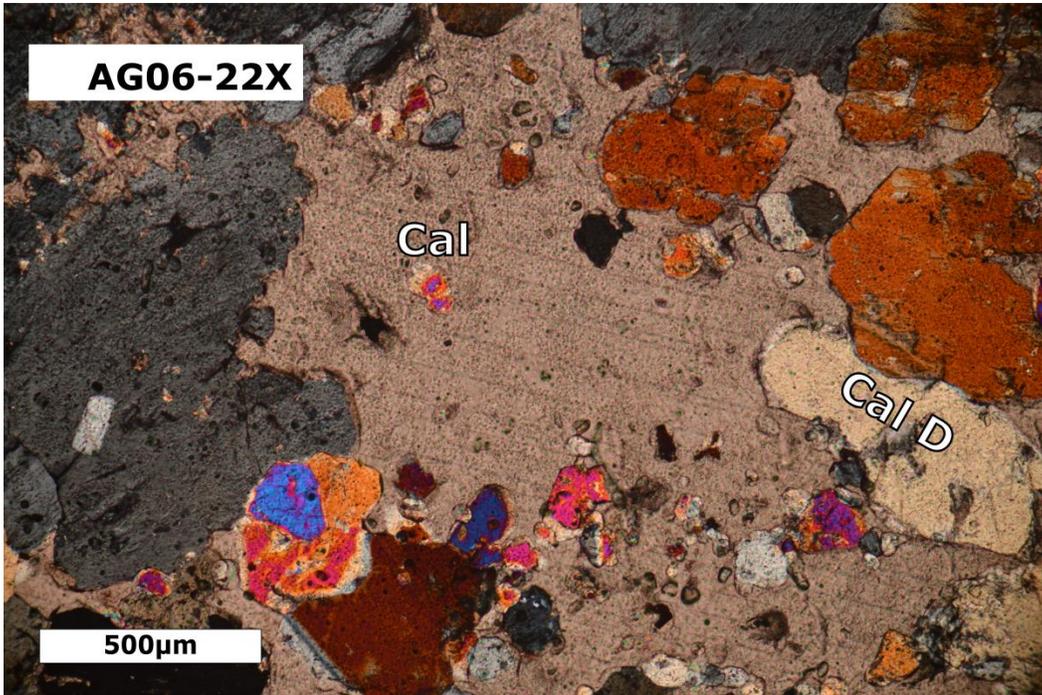


Figura 36. Cristales de calcita *per se* (Cal) y de calcita “dura” (Cal D).

Clave de la muestra: AG07B-22X

Grupo de rocas: MÁRMOL/ CALIZA RECRISTALIZADA

Localidad de colecta: cercano al Fraccionamiento Las Llaves

Coordenadas: 18°44'3.1" 98°51'34.7"

Descripción megascópica

La muestra presenta un índice de color leucocrático con textura granoblástica con macrocristales de calcita recristalizados de hasta 3 mm de longitud. Se puede considerar además que, es una roca de textura sacarosa (Figura 37).



Figura 37. Muestra de mano AG07B-22X.

Descripción microscópica

Está compuesta en su totalidad por cristales (holocristalina). La textura es alotriomórfica; además es inequigranular; de grano medio con macrocristales en promedio mayores a 2 mm. Las fases minerales presentes en la roca son: hyp, di, grt, ep, cal y wo.

En general, los cristales de mayor tamaño y con mayor tendencia a ser euhedrales son los piroxenos. Se observa que, dentro de estos mismos cristales, hay cristales de minerales oscuros de menos de 1 mm. Se observa además que los cristales se encuentran en forma de *cluster*, por tanto, se puede considerar que conforman un cúmulo-pórfido de piroxenos. Asimismo, los bordes de los macrocristales son difusos y corroídos entre sí (Figura 38).

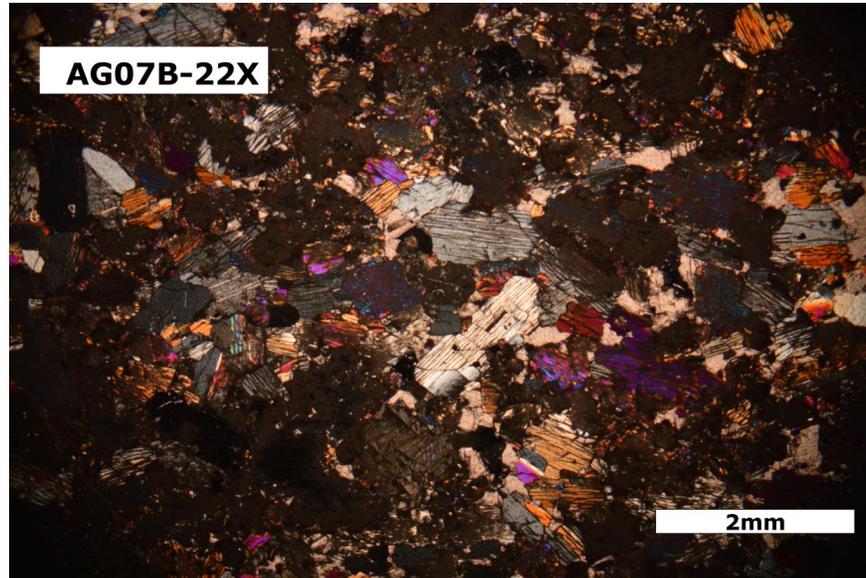


Figura 38. Textura general de la muestra AG07-22B.

CAPÍTULO VI GEOQUÍMICA

La geoquímica es una de las ramas de las Ciencias de la Tierra, se encarga del estudio y distribución de los elementos químicos y sus respectivos isótopos en las esferas de la Tierra: biósfera, hidrósfera, atmósfera y la litósfera. El análisis de dicha distribución se logra mediante el estudio de los procesos y ciclos geológicos que acontecieron desde la formación de la Tierra hasta el presente (Lutz, 2023).

Elementos Mayores

Según Rollinson (1993), en el ámbito geológico, usualmente el análisis de los elementos mayores se restringe a diez elementos que se representan como óxidos. Dichos elementos son: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P. Estos análisis tienen tres usos principales, el primero es la clasificación de la roca; algunos de los diagramas que se utilizan para ello son: diagrama total alquil-silica (TAS), diagrama de K_2O vs. SiO_2 para la subdivisión de rocas volcánicas subalcalinas, diagrama Ab-An-Or para la clasificación de granitoides, entre otros. Este método es ampliamente utilizado en rocas ígneas, pero en ciertos casos también es aplicable a rocas sedimentarias. El segundo uso es la construcción de diagramas de variación. Es decir, los datos se muestran en diagramas bivariantes o trivariantes, el objetivo es comparar el comportamiento de dos o tres elementos de forma "aislada" para así poder inferir procesos geoquímicos. El tercer uso de los elementos mayores es graficar la composición química de una roca ígnea en un diagrama de fase. La comparación de la composición de la roca con límites de fase calculados experimentalmente, permite hacer inferencias sobre la fusión y la subsecuente historia de cristalización del magma.

6.1.1 Clasificación TAS.

El diagrama de clasificación TAS se basa en la suma total de los álcalis frente al sílice, y aunque, inicialmente fue concebido para la clasificación de las rocas ígneas extrusivas por Cox et al. (1979), posteriormente fue adaptado para usarse también en rocas ígneas intrusivas por Wilson (1989). Sin embargo, dicho diagrama presenta algunas dificultades en su uso derivadas de la simplificación, una de ellas es que la suma total de los álcalis oculta la información acerca de la relación K/Na, y ello deviene en que rocas alcalinas sódicas y potásicas comparten el mismo espacio en el diagrama, a pesar de que su origen y sus asociaciones minerales son distintas. Otro inconveniente es que en el campo subalcalino no hay diferencia entre tonalita, cuarzo-dioritas y granodioritas (Castro-Dorado, 2015), así como también una “sobre-representación” de la diorita. En el presente trabajo se utilizó el diagrama TAS para rocas plutónicas, este diagrama es el presentado por Cox et al. (1979) y adaptado por Wilson (1989).

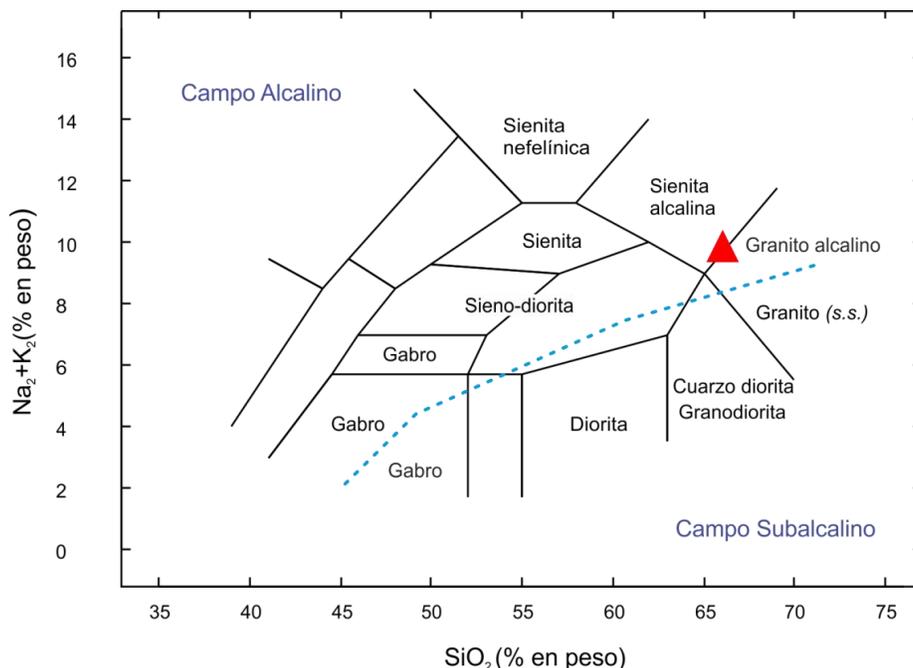


Figura 39. Clasificación de la muestra AG03-22 (triángulo rojo) en el diagrama de álcalis totales vs. sílice (Cox et al. (1979), adaptado por Wilson (1989)).

Como se puede observar en la figura 39, la muestra se sitúa por encima de la línea azul punteada, es decir, en el campo de las rocas alcalinas. A su vez, la muestra se localiza entre los campos del granito alcalino y sienita alcalina.

6.1.2 Clasificación químico-mineralógica De la Roche.

Una de las desventajas más importantes del diagrama TAS es que el porcentaje en peso (wt. %, por sus siglas en inglés) podría no estar representando fielmente la distribución de los cationes, por ello, ciertos autores optaron por recalcular la composición de la roca como cationes. Algunos de esos autores fueron De la Roche et al. (1980) que propusieron una clasificación para rocas ígneas intrusivas y extrusivas que se basa en combinar cationes mediante algoritmos sencillos llamados *multicatiónicos*, y que se representan en planos cartesianos (Rollinson, 1993; Castro-Dorado, 2015). Los parámetros utilizados para el diagrama son R1 (eje x) y R2 (eje y) definidos en moles de cationes (x 1000) de la siguiente forma:

$$R1 = [4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)]$$

$$R2 = [Al + 2Mg + 6Ca]$$

Según De la Roche et al. (1980), algunas de las ventajas de este método sobre otras clasificaciones son:

- El diagrama R1-R2 incorpora todos los elementos mayores, lo cual resulta útil para la petrología y la mineralogía de la roca.
- El diagrama enfatiza la estrecha relación entre la química de la roca y su nomenclatura.
- Se logró definir de manera estadísticamente rigurosa 46 nombres de rocas por medio de la cuadrícula, logrando así eliminar ambigüedades en términos tales como monzonita.
- Permite representar de manera más clara la relación entre rocas de composición diferente, por ejemplo, en una secuencia de diferenciación.

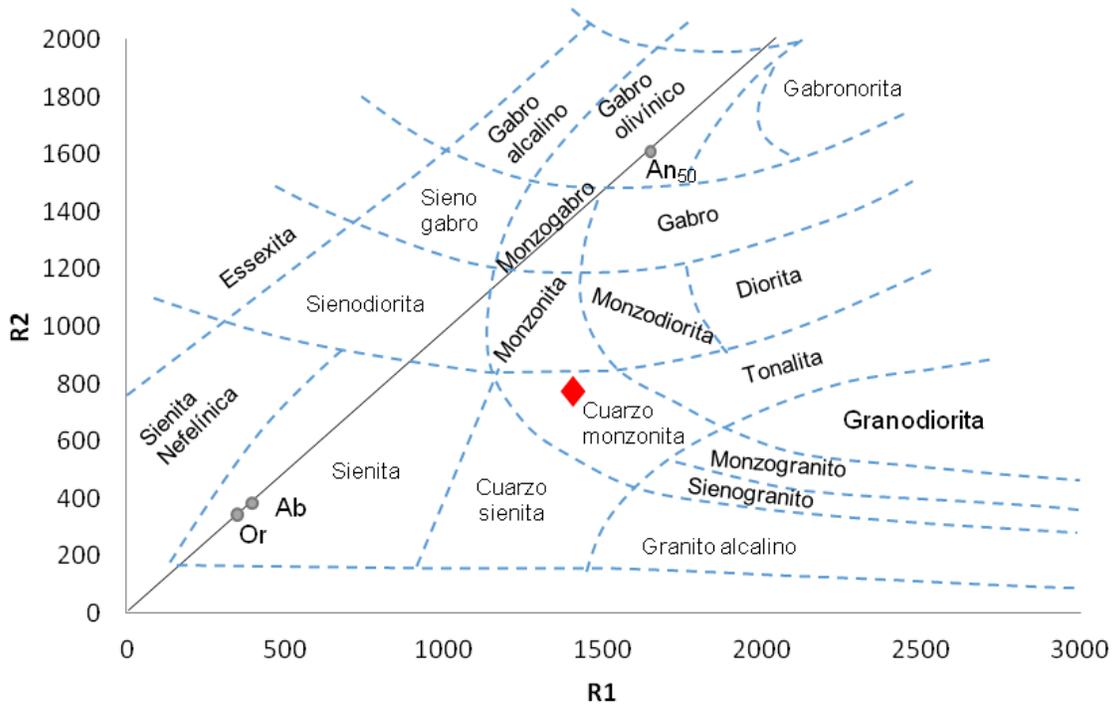


Figura 40. Clasificación de la muestra AG03-22 (rombo rojo) en el diagrama De la Roche et al. (1980).

Como se puede ver en la figura 40 la muestra se localiza en el campo de la cuarzo-monzonita, lejos del campo del granito alcalino y de la sienita, que como se puede ver en la figura 39, fue la clasificación arrojada por el diagrama TAS.

6.1.3 Diagrama K_2O vs. SiO_2 .

Una vez que se tiene la clasificación individual de la roca intrusiva, resulta conveniente la clasificación dentro de una familia o serie magmática. Según Winter (2014), una serie magmática puede entenderse como ese conjunto de rocas que comparten composición química, y en algunos casos mineralógica, que presentan un patrón consistente en diagramas de variación, es decir, se sugiere que guardan una relación genética. Existen diversas corrientes de pensamiento en la división de las series magmáticas, sin embargo, uno de los pioneros en ello, fue Iddings (1892) quien señaló que, en principio, todas las rocas ígneas pueden ser catalogadas ya sea dentro de la serie alcalina o de la serie subalcalina. A partir de ello, surgieron muchas nuevas divisiones; sin embargo, autores como Peccerillo y

Taylor (1976), se basaron en esta clasificación primaria, pero agregando la subclasificación de la serie alcalina en las series calcoalcalina y toleítica. En el presente diagrama, se pueden observar tendencias: bajo, medio y alto K. En principio, las series de bajo K, son consideradas series toleíticas de arco de islas. En cuanto a las series de alto K y la shoshonítica, son consideradas tipos especiales dentro de la serie alcalina (Sen, 2014).

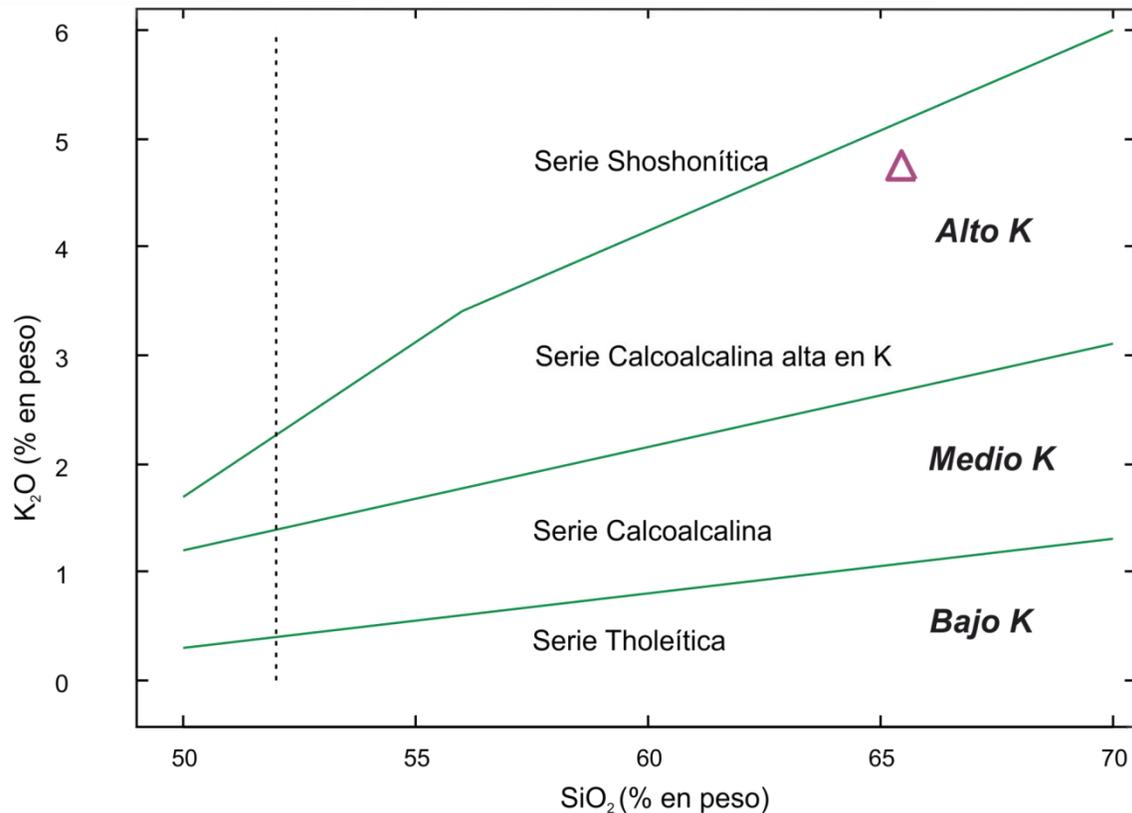


Figura 41. Clasificación de la muestra AG03-22 (triángulo morado) en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) K_2O vs. SiO_2 , utilizado para subdividir a las rocas subalcalinas.

Según el diagrama de clasificación (Figura 41), la muestra AG03-22 se sitúa dentro de la serie calcoalcalina alta en K.

6.1.4 Esquema de clasificación alfabético de los granitoides y clasificación Fe–MALI–ASI.

Estos esquemas de clasificación están basados en la composición isotópica del Sr y otros componentes geoquímicos. La clasificación propuesta por Chappell y White (1974) para los granitoides (clasificación SIAM) señala las diferencias entre ellos.

De forma simplificada, los granitoides tipo I son aquellos que se cree que han tenido un protolito ígneo, se considera que proceden de la fusión parcial de rocas ígneas metamorfoseadas. En cuanto a la proporción $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es baja, mientras que Na_2O es relativamente alta. El tipo S está relacionado con la fusión parcial de rocas sedimentarias y metasedimentarias, estas rocas además presentan una proporción más alta de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y relativamente alta de Al_2O_3 . Posteriormente, se propone los granitoides tipo M, dichas rocas obtienen su nombre de su relación con el manto, esta relación se ve reflejada en los isótopos, por ejemplo, dichas rocas presentan una relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de alrededor de 0.7032; según la IUGS las rocas de este grupo corresponden a trondhjemitas y tonalitas. En cuanto al granitoide tipo A que también fue anexado posteriormente, está relacionado a un ambiente tectónico anorogénico, como es un ambiente extensional. Las rocas de este grupo tienden a ser peralcalinas o metaluminosas. (Chappell y White, 1974; Sen, 2014; Winter, 2014)

El anterior es uno de los esquemas de clasificación existentes, no obstante, los esfuerzos por mejorar dichos esquemas han continuado hasta este siglo, un ejemplo de ello es Frost et al. (2001) quienes presentaron el esquema titulado FE-MALI-ASI, basado en geoquímica (Figura 42). Para este esquema se utiliza la relación $\text{FeO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ y un índice cálcico-alcalino modificado (o MALI, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$), y un índice de saturación de Al [o ASI, $\text{Al}/(\text{Ca}-1.76\text{P} + \text{Na} + \text{K})$]. Lo que busca este esquema es clasificar las rocas según su MALI, ASI y sus proporciones de Fe, obteniendo así, 16 subgrupos de rocas (Sen, 2014).

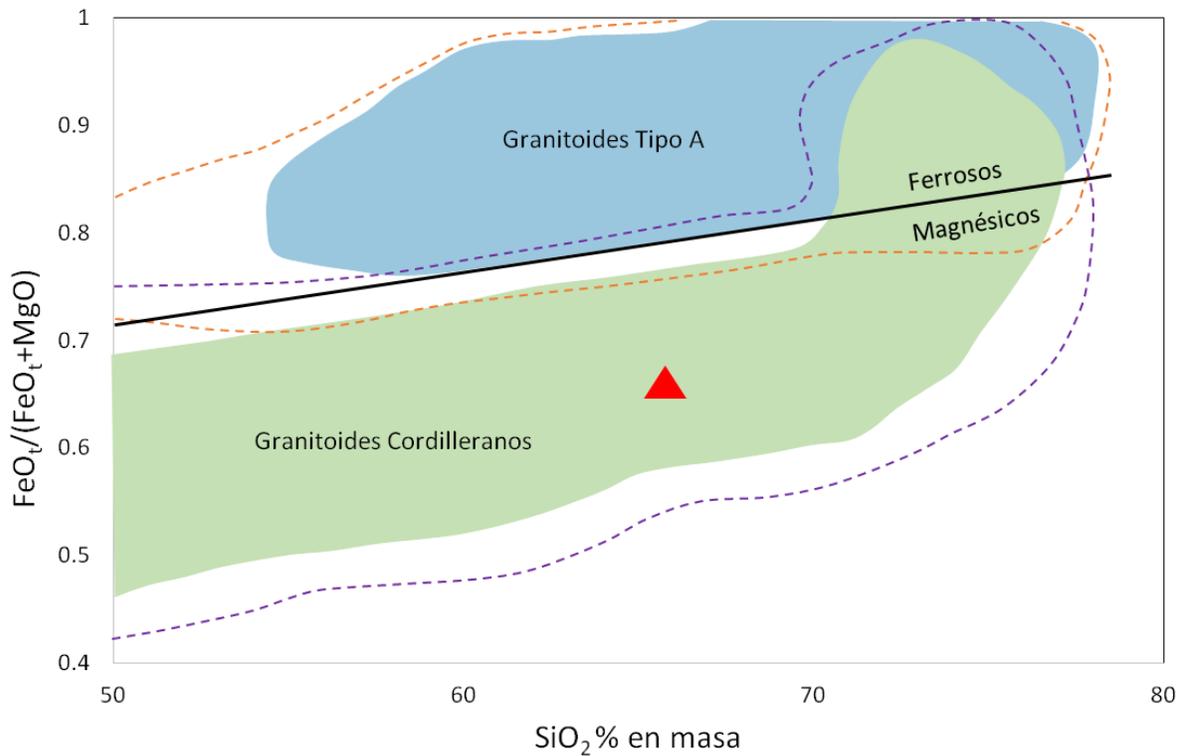


Figura 42. Clasificación de la muestra AG03-22 (triángulo rojo) en el diagrama que presenta la composición de batolitos Mesozoicos en América del Norte (granitoides cordilleranos) y de los granitoides tipo A del mundo. También se muestra la división entre los campos ferrosos y magnésicos (Frost et al., 2001).

Como se puede observar en la figura 42, resultado de los análisis, la muestra AG03-22 corresponde a un granitoide cordillerano del tipo magnésico, lo cual resulta congruente con el ambiente geológico de la muestra.

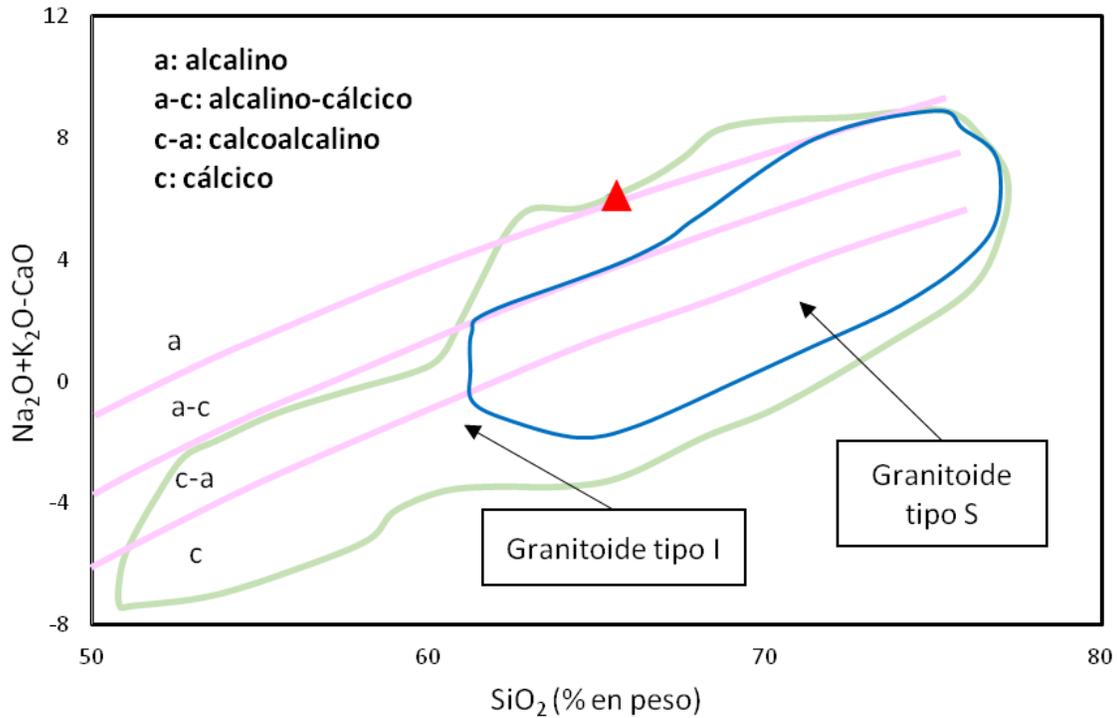


Figura 43. Clasificación de la muestra AG03-22 (triángulo rojo) en el diagrama de clasificación de granitoides basado en su composición geoquímica (Frost et al., 2001).

Como se puede ver en la figura 43, la muestra AG03-22 entra dentro de la subdivisión de alcalino-cálcico (a-c) y dentro de la división de los granitoides tipo I. Lo cual resulta consecuente con el ambiente geológico de la zona, puesto que en general los granitoides de la zona son del tipo I, es decir, provienen de una fuente mantélica empobrecida.

6.1.5 Diagrama de saturación de alúmina.

Dentro de la descripción de los granitoides, hay tres términos que sintetizan aspectos fundamentales de la mineralogía y geoquímica de elementos mayores de dichas rocas, y que a continuación se definen (Gill, 2010).

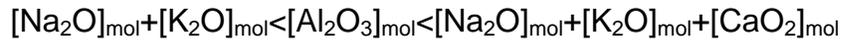
- Una roca peraluminosa se define como:



- Mientras que una roca peralcalina tiene:



- Finalmente, una roca metaluminosa se caracteriza por:



El significado de estos términos puede entenderse observando detenidamente la etimología de las palabras; el prefijo “per”, por ejemplo, está relacionado con la abundancia o exceso. En el caso de las rocas peraluminosas, se entiende que la roca contiene un exceso de alúmina. En cuanto a la mineralogía, los granitoides pertenecientes a este campo presentan gran abundancia de moscovita (mineral fuertemente aluminoso), así como también de minerales como el topacio, almandino, andalucita. Dentro de la clasificación de los granitoides, a éstos se les conoce como tipo “S” (Gill, 2010; Winter, 2014).

En cuanto al campo peralcalino, se relaciona con el granito tipo A, es decir, granito no orogénico, y su relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tiene un rango variable. El contenido insuficiente de alúmina en tales cuerpos conduce a una combinación insuficiente de Al_2O con CaO para formar anortita, por lo que se cree que el exceso de CaO se concentra en diópsido. En términos mineralógicos, en este tipo de granitoides se observa comúnmente la presencia de piroxenos sódicos pleocroicos de la serie de la aegirina-augita, o de la serie arfvedsonita-riebeckita conformada por anfíboles sódicos pleocroicos de color verde o azul (Gill, 2010).

Los granitoides metaluminosos representan a la mayoría de los granitoides, puesto que se sitúan entre ambos extremos: no presenta exceso de alúmina ni de álcalis. Algunos de los minerales que pueden presentar son: feldespatos, pues ahí se aloja principalmente el álcali que poseen; hornblenda o augita en donde se aloja el calcio restante (y el sodio en menor cantidad) y también pueden presentar biotitas (Gill, 2010; Frost y Frost, 2019).

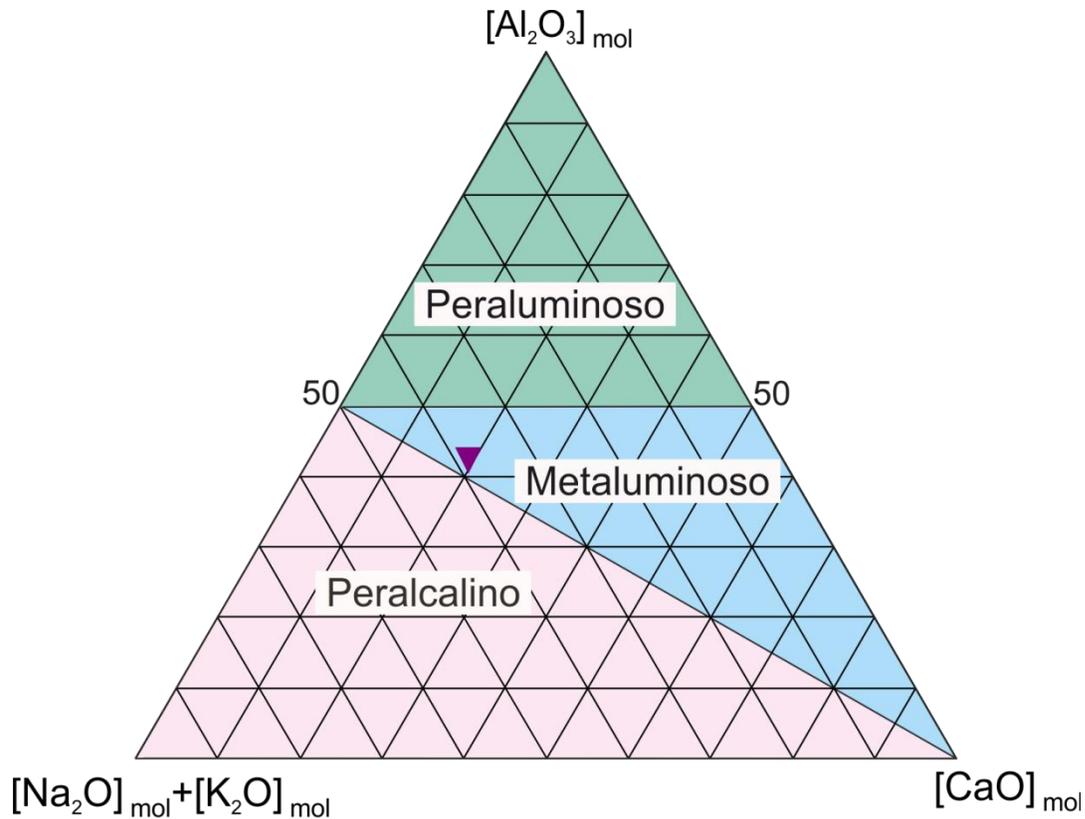


Figura 44. Clasificación de la muestra AG03- 22 (triángulo invertido) en el diagrama ternario de saturación de alúmina (Gill, 2010).

Como se puede observar en la figura 44, resultado del análisis, la muestra AG03-22 se clasifica como una roca metaluminosa, lo cual resulta una de las características de los granitoides tipo I, además de que, como se comentó en el capítulo de petrografía, el intrusivo sí presenta biotita y feldespato, minerales propios de los granitoides metaluminosos.

Elementos traza

“Un elemento traza puede ser definido como un elemento que se encuentra presente en la roca en concentraciones menores al 0.1% en peso, lo que es menor que 1000 partes por millón (ppm)” (Rollinson, 1993). Comúnmente, estos elementos se grafican en diagramas denominados araña, y se presentan normalizados con respecto al manto superior primitivo o MORB (Mid Ocean Ridge Basalts, Basaltos de las dorsales medio-oceánicas), con el objetivo de eliminar el patrón de “zig-zag” generado por el comportamiento contrastante entre los elementos con número atómico par cuya tendencia es ser más abundantes con respecto a los de número impar; así como también observar el fraccionamiento que pudo sufrir la muestra. La forma de organizar a los elementos traza es con base en su compatibilidad; los elementos compatibles preferirán la fase sólida, mientras que los incompatibles, son aquellos que optarán por permanecer en el fundido. Entonces, en general, se buscará que dichos diagramas presenten estos elementos por compatibilidad creciente (Sen, 2014). En el siguiente diagrama de araña (Figura 45) se presentan los elementos traza analizados en la muestra AG03-22, el estándar utilizado para normalizar es el MORB tipo N propuesto por Sun y McDonough (1989).

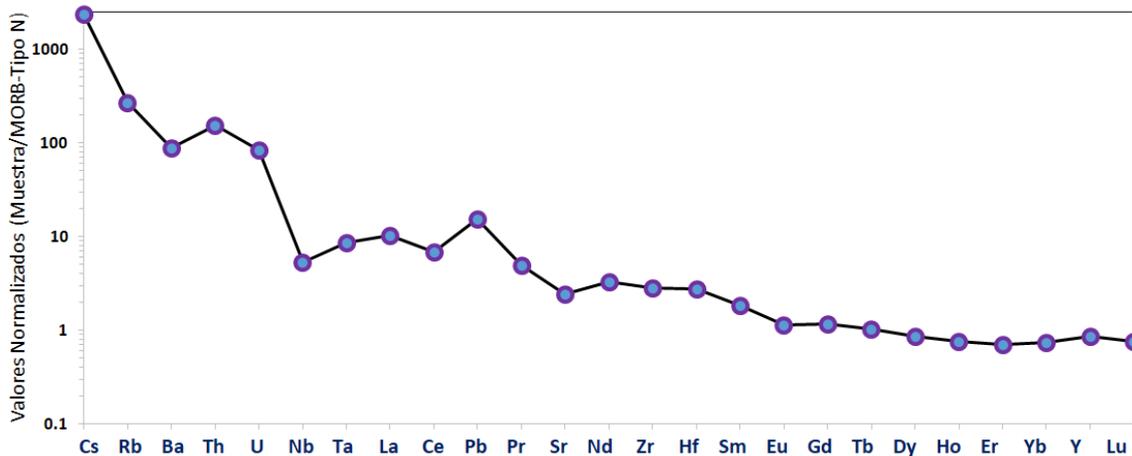


Figura 45. Diagrama araña de elementos traza identificados en la muestra AG03-22 normalizados con MORB- Tipo N (Sun y McDonough, 1989).

En este diagrama (Figura 45), se observa una señal típica de subducción, esto debido a que hay una relación alta de LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) / HFSE (*High Field Strength Elements*), es decir: existe una relación alta entre los elementos que prefieren la litosfera y que son altamente solubles en fluidos acuosos (Cs, Rb, Ba, Pb, etc.), con respecto a los elementos moderadamente incompatibles y no solubles en fluidos acuosos (Hf, Zr, Nb y Ta). La hipótesis de un ambiente de subducción también se ve sustentada por la anomalía negativa de Nb observable en el diagrama.

Tierras raras

Los elementos traza se han clasificado según su comportamiento geoquímico, y además se ha encontrado que hay ciertos elementos más útiles para interpretaciones petrológicas. Algunos de esos elementos son: metales de transición (particularmente: Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, and Zn); elementos tales como: Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Pb, Th, y U, y finalmente, el grupo de los lantánidos también conocido como el grupo de las tierras raras (REE) (Winter, 2014). El grupo de las tierras raras está compuesto por elementos con números atómicos del 57 al 71 y forman parte del grupo IIIA de la tabla periódica. Dichos elementos son: lantano (La), cerio (Ce), praseodimio (Pr), neodimio (Nd), prometio (Pm), samario (Sm), europio (Eu), gadolinio (Gd), terbio (Tb), disprosio (Dy), holmio (Ho), erbio (Er), tulio (Tm), iterbio (Yb) y lutecio (Lu) (Winter, 2014). Se considera que este grupo tiene características físicas y químicas similares, lo cual, los lleva a comportarse como una serie coherente (serie de los lantánidos). En general, todos estos elementos presentan un estado de oxidación de 3+ (con excepción del Ce que también tiene un estado de oxidación 4+ y el Eu que también presenta estado de oxidación de 2+), y su radio iónico disminuye constantemente con el aumento del número atómico (llamado contracción de los lantánidos) (Winter, 2014). A pesar de que las REE se trata como un grupo, es común que, utilizando los supuestos anteriormente mencionados, se subdivide en dos subgrupos: tierras raras ligeras (LREE) y tierras raras pesadas (HREE).

Para presentar los datos de tierras raras, normalmente se utiliza un diagrama en el que el eje "x" corresponde al elemento de menor a mayor número atómico, mientras que en el eje "y" se presentan las concentraciones en escala logarítmica.

Si se presentan los datos obtenidos, sin ningún tipo de tratamiento, el patrón observable será de “zig-zag”, y, por ende, será complicado de interpretar. Para eliminar este efecto, se normalizan los datos, es decir, se divide la concentración de cada elemento de las tierras raras entre la concentración de las mismas tierras raras en un material estándar (Rollinson, 1993). Dentro de estos estándares, en general, se utilizan los valores obtenidos de muestras del manto primitivo o de las meteoritas condriticas. Éstas últimas se utilizan porque se consideran que son de los materiales menos fraccionados del sistema solar y además datan de la nucleosíntesis original. Sin embargo, a lo largo de los años, se han generado diversos sets de valores para normalizar, esto se debe a que en realidad las condritas presentan composiciones muy variables y, además, se han usado diferentes técnicas analíticas para la medición de sus REE (Rollinson, 1993; Winter, 2014).

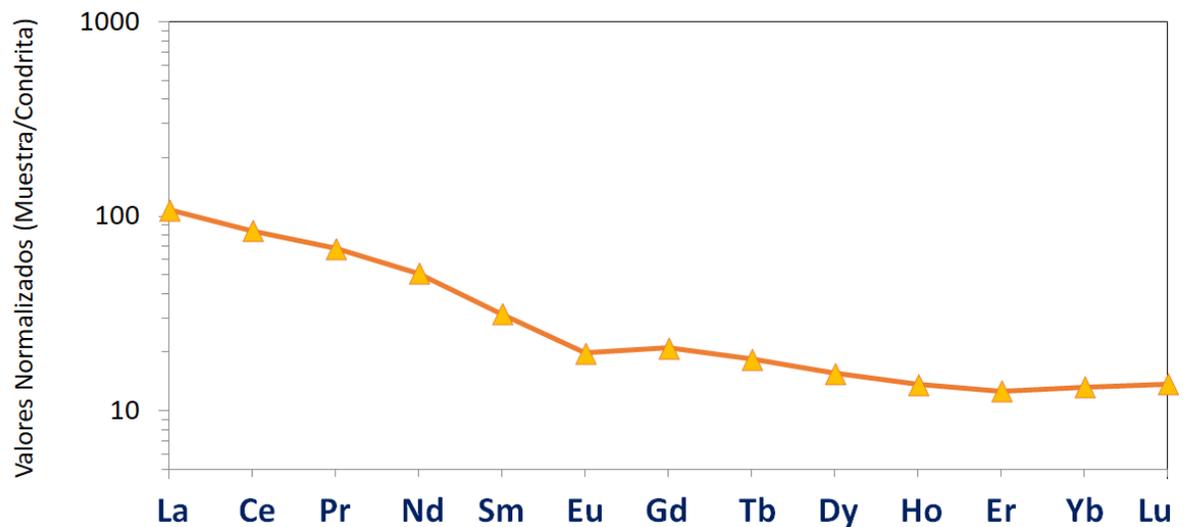


Figura 46. Diagrama de tierras raras analizadas de la muestra AG03-22 normalizado con valores de condrita carbonácea (Sun y McDonough, 1989).

Como se puede observar en la figura 46, el comportamiento de las tierras raras es decreciente de izquierda a derecha, es decir, hay un enriquecimiento en las tierras raras ligeras y un empobrecimiento hacia las tierras raras pesadas. En este sentido, nos indica que está enriquecido en elementos de mayor radio iónico, lo cual representa un patrón típico de rocas de arco volcánico. También se observa

una ligera anomalía negativa de europio, asociada posiblemente con la acumulación de plagioclasa.

Geoquímica Isotópica

Se define como isótopo a un núclido con el mismo número de protones, o dicho de otra forma, mismo número atómico (Z) y diferente número de neutrones (N). Es decir, son núclidos de diferente masa atómica (A), porque $A=Z+N$ pero siguen siendo el mismo elemento químico. Dentro de los isótopos existen los estables y los radiogénicos, ambos grupos han resultado de gran utilidad en las Ciencias de la Tierra por sus aplicaciones en fechamientos, petrogénesis, reconstrucción de paleo climas/relieves, etcétera (Winter, 2014). Según Rollinson (1993), los isótopos radiogénicos pueden tener dos usos principalmente, el primero y el más conocido es el fechamiento absoluto de rocas enteras y minerales, también conocido como geocronología. El segundo uso se basa en reconocer los procesos geológicos y las fuentes que dieron origen a las rocas.

Existen diversos métodos isotópicos, por ejemplo: U-Pb, sumamente útil en el fechamiento de cristales de zircones, monacitas, apatitos, etc.; K-Ar, útil para el fechamiento de feldspatos K, anfíboles y filosilicatos; así como también los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd que se describen a continuación (Faure, 1986). Estos análisis se realizaron en el LUGIS de la UNAM, utilizando el Espectrómetro de masas TRITON PLUS (Sr, Nd) y el Finnigan MAT 262 (Rb, Sm) y los resultados de los análisis se pueden consultar en el anexo 1.

Sistema isotópico Rb-Sr

El rubidio (Rb) es un metal alcalino perteneciente al grupo IA de la tabla periódica; presenta dos isótopos naturales ^{85}Rb y ^{87}Rb , además de 27 isótopos inestables. Químicamente el rubidio es parecido al potasio (K), tienen un radio iónico similar: Rb^+ 1.48 Å y K^+ 1.33 Å, lo cual facilita su sustitución (Faure y Mensing, 2005).

El estroncio (Sr) por otro lado es un elemento alcalino térreo del grupo IIA; presenta 4 isótopos naturales ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr y ^{88}Sr , además de 28 inestables. Es químicamente parecido al calcio (Ca), con radios iónicos similares: Sr^{2+} 1.13 Å y

Ca^{2+} 0.99 Å y también son propensos a sustituirse mutuamente (Faure y Mensing, 2005).

El Rb y el Sr son elementos que se pueden encontrar en todos los tipos de rocas; en cuanto al Rb, es posible encontrar altas concentraciones en minerales tales como feldespatos y micas debido a la sustitución del K. Mientras que la sustitución del Ca por el Sr permite encontrar altas concentraciones de este último en plagioclasas (Faure y Mensing, 2005).

En general, la formación de los isótopos hijos radiogénicos debido al decaimiento radioactivo puede expresarse mediante la siguiente ecuación:

$$D = D_{inicial} + N(e^{\lambda t} - 1) \dots (1) \text{ (Faure y Mensing, 2005).}$$

En donde D son los isótopos hijos al día de hoy, $D_{inicial}$ son los isótopos hijos al momento del inicio del decaimiento radioactivo; N son los isótopos padres, λ es la constante de decaimiento y t es la edad (Faure y Mensing, 2005).

Retomando la ecuación (1) y reescribiéndola en términos de Rb/Sr, queda de la siguiente forma:

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_{inicial} + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1) \dots (2)$$

$$\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$$

(Faure y Mensing, 2005).

La ecuación (2) también se puede resolver con respecto a t y queda de la siguiente forma:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right) - \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{inicial}}}{\left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)} + 1 \right] \dots (3)$$

(Faure y Mensing, 2005).

Dentro de esta ecuación, es necesario determinar ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$ y para ello se requiere la concentración, pesos atómicos del Rb y del Sr, y abundancias de los isótopos, como se muestra en la siguiente expresión:

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right) = \frac{\text{Concentración de Rb}}{\text{Concentración de Sr}} * \frac{[{}^{87}\text{Rb}]}{[{}^{86}\text{Sr}]} * \frac{\text{Peso atómico Rb}}{\text{Peso atómico Sr}} \dots (4)$$

(Faure y Mensing, 2005).

En donde $[{}^{87}\text{Rb}]$ y $[{}^{86}\text{Sr}]$ corresponden a las abundancias de los isótopos. Las abundancias de los isótopos de Sr y su peso atómico son variables debido al decaimiento radioactivo del ${}^{87}\text{Rb}$ (Faure, 1986).

Sistema isotópico Sm-Nd

El samario (Sm) y el neodimio (Nd) pertenecen al grupo de las REE, el Sm por su parte presenta 7 isótopos estables y 20 inestables; mientras que el Nd también tiene 7 isótopos estables y 19 inestables. Ambos elementos pueden encontrarse en los minerales formadores de roca, sin embargo, fosfatos tales como el apatito y la monacita son los minerales que más altas concentraciones de Sm y Nd llegan a presentar. No obstante, para realizar un fechamiento, lo que se busca no es que el mineral tenga altas concentraciones de Sm y por ende altas relaciones Sm/Nd, en ese sentido, los granates y los piroxenos resultan los mejores candidatos (Faure y Mensing, 2005).

El decaimiento del ^{147}Sm al ^{143}Nd también se describe mediante la ecuación (1) que al reescribirse queda como la expresión (5):

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{inicial}} + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1) \dots (5)$$

$$\lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1} \text{ (Faure y Mensing, 2005).}$$

Notación ϵNd

En el campo de la geoquímica se han desarrollado diversidad de herramientas para un mejor manejo y comunicación de los datos, una de esas herramientas es el parámetro epsilon neodimio (ϵNd) el cual sirve para expresar la variación entre la relación isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la muestra con respecto al depósito condritico (CHUR, Chondritic Uniform Reservoir) al día de hoy (Faure y Mensing, 2005). Este valor se obtiene mediante la ecuación (6):

$$\epsilon Nd = \left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{muestra}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}} - 1 \right] * 10^4 \dots (6)$$

(Faure y Mensing, 2005).

Como se mencionó anteriormente, el valor resultado de la ecuación anterior muestra la desviación que tiene la roca muestreada con respecto al CHUR con los valores actuales de ambos. Sin embargo, para análisis de petrogénesis, resulta imperativo conocer este valor, pero en el momento de la formación de la roca; ese valor puede ser diferente (dependiendo de la edad y de la concentración de Sm) y se puede expresar mediante el cálculo del $\epsilon Nd_{inicial}$ que se obtiene mediante la ecuación (8) pero antes es necesario conocer el $^{143}Nd/^{144}Nd$ inicial tanto para la muestra como para el CHUR, dicho valor se obtiene mediante la ecuación (7):

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR\ inicial} = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR\ hoy} - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{CHUR\ hoy} (e^{\lambda t} - 1) \dots (7)$$

Donde: $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR\ hoy} = 0.512638$ $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR\ hoy} = 0.1967$

(Faure y Mensing, 2005).

En donde t es la edad de la roca, que para esta muestra es de 33.81 ± 0.41 Ma (ver capítulo 7). Una vez obtenido el $^{143}Nd/^{144}Nd$ inicial de la muestra y del CHUR para la edad de la muestra, se sustituyen valores en la ecuación (8).

$$\epsilon Nd_{inicial} = \left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{muestra\ inicial}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR\ inicial}} - 1 \right] * 10^4 \dots (8)$$

(Faure y Mensing, 2005)

Al resolver la ecuación (8) se pueden obtener valores de $\epsilon Nd_{inicial}$ mayores a cero, lo cual implica que la muestra proviene de una fuente con mayor afinidad mantélica, es decir de una fuente empobrecida; mientras que, si el valor es menor que cero, implica que la fuente está enriquecida, es decir, proviene de un reservorio más cortical. Finalmente, un valor ϵNd que sea igual a cero implica que la roca tiene la misma composición que una condrita (Faure y Mensing, 2005).

Rb-Sr vs. Sm-Nd

Uno de los sistemas isotópicos más utilizados para resolver preguntas petrogenéticas es el Rb-Sr, este sistema es muy útil porque nos indica la afinidad que tienen las rocas hacia diferentes fuentes magmáticas. El comportamiento de este sistema se basa en que el Rb es un elemento de radio iónico grande que prefiere concentrarse en la corteza, otra cuestión es que este elemento es muy similar al K, lo que le permite intercambiarse por él. Por ello, en rocas más evolucionadas magmáticamente es más factible encontrar gran abundancia de Rb (Faure, 1986). Otro de los sistemas más utilizados es Sm-Nd, éste a diferencia de Rb-Sr, tiene un comportamiento afín al manto. Esto ocurre porque entre el isótopo padre (Sm) y el hijo (Nd), el de mayor radio iónico es el hijo, esto quiere decir, que el isótopo padre siendo de radio iónico más pequeño, tendrá mayor afinidad al manto en comparación con el isótopo hijo. Es decir, el Sm está presente en mayor proporción en las rocas de afinidad mantélica y, por ende, tendrán una relación Sm-Nd más alta que las rocas de afinidad cortical (Faure, 1986). Analizando los sistemas de Rb-Sr y Sm-Nd, se puede observar que los comportamientos de ambos sistemas son contrarios, uno presenta una mayor afinidad al manto y otra a la parte más cortical. Por lo tanto, se han generado diagramas que conjuntan ambos parámetros, que permiten asumir el origen y evolución que ha tenido la roca en cuestión desde su formación (Figura 47).

Edad modelo

La edad Modelo según Rollinson (1993), se define como una medida del tiempo que una muestra lleva separada del manto del que se separó. Hay diversos sistemas isotópicos de los que se puede obtener edades modelos, pero uno de los más útiles es del Sm-Nd puesto que el Sm resulta más estable dentro de los sistemas magmáticos. Esta edad se basa en dos parámetros muy importantes, el primero se conoce como CHUR. Este parámetro asume que la muestra se separó de un reservorio condrítico uniforme, es decir, supone un manto condrítico no diferenciado. El segundo parámetro es el manto superior o empobrecido (DM, Depleted Mantle por sus siglas en inglés); éste a diferencia del anterior, asume que la fuente de diferenciación ya es un manto empobrecido de elementos compatibles. En general, el criterio para elegir alguno de los dos parámetros es la edad de la zona, si las rocas con las que se trabajan tienen edades menores a 3.5 Ga, entonces se asume el parámetro DM, esto porque se cree que la diferenciación de la Tierra empezó hace 3.5 Ga; entonces, rocas posteriores a esa edad provienen de una fuente empobrecida. Mientras que rocas mayores a 3.5 Ga sí pueden trabajarse con el parámetro CHUR, puesto que seguramente, se separaron de una fuente aún no diferenciada.

Entonces, puesto que el granitoide muestreado en este estudio presenta una edad de 33.81 ± 0.41 Ma (ver capítulo 7) se utilizará el modelo del manto empobrecido (DM). Por ello, la expresión que se utiliza para calcular la edad modelo es como sigue:

$$T_{DM}^{Nd} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{(143Nd/144Nd)_{Muestra\ hoy} - (143Nd/144Nd)_{DM\ hoy}}{(147Sm/144Nd)_{Muestra\ hoy} - (147Sm/144Nd)_{DM\ hoy}} + 1 \right] \dots (9)$$

(Faure y Mensing, 2005)

Como se puede observar, para calcular la edad modelo es necesario contar con los datos de Sm y Nd de la muestra (ver anexo 1), pero también con los valores de $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}$ y $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}$ que son los datos del supuesto manto empobrecido, para ello se utilizarán los valores reportados por Schaaf et al. (1994) para xenolitos del manto de San Luis Potosí. Se utilizarán estos valores porque dentro de la literatura son los más cercanos al área de estudio. Una vez considerando todo lo anterior, se obtuvo que la edad modelo de la muestra AG03-22, es decir, el tiempo que ha transcurrido desde que la muestra se separó del manto, es de 869 Ma (Periodo Toniano), mucho más alta que su edad de cristalización.

CAPÍTULO VII GEOCRONOLOGÍA

Antecedentes Sierra de Tlayca

A lo largo del desarrollo de la geología en México ha habido grandes esfuerzos por conocer la edad de las rocas que conforman al país. En ese sentido, autores como De Cserna et al. (1974) efectuaron un amplio trabajo de recolección y procesamiento de muestras para conocer la edad de las rocas del Sur de México mediante el método plomo-alfa. De dicho trabajo se rescata una edad radiométrica de 30 ± 3 Ma (Oligoceno tardío) para el intrusivo de la Sierra de Tlayca (De Cserna et al., 1974).

El método de plomo-alfa fue propuesto por Larsen et al. (1952). Se basa en el supuesto de que los minerales accesorios como el zircón podrían ser útiles para la determinación de las edades de rocas precámbricas y paleozoicas por su alta concentración de plomo asumido como radiogénico. Para ello, se debía medir la concentración de plomo con un espectrógrafo y el contenido de uranio con contadores alfa. En México fue ampliamente utilizado durante la década de 1960. Autores como Fries et al. (1966) publicaron edades en zircones para el Complejo Oaxaqueño, uno de ellos de la Mina La Joya cuya edad fue de 1110 ± 125 millones de años. Otro ejemplo es el trabajo de De Cserna et al. (1968) quienes presentaron una edad de 270 ± 30 millones de años para un derrame riolítico localizado en la Formación Plomosas en la región del Placer de Guadalupe. Sin embargo, el método presenta un inconveniente en su supuesto principal: el plomo de los cristales analizados, en su totalidad, debe ser radiogénico; es decir, se asume que la muestra no contiene plomo "primordial". Ello deriva en una inconsistencia de las edades porque es casi imposible cumplir con ese supuesto.

Por lo anterior, en el presente trabajo se decidió obtener un nuevo fechamiento para el intrusivo, pero valiéndose de otro método. Fue realizado en el centro de Geociencias de la UNAM, por el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), mediante el método U-Pb con zircones individuales (*single zircons*). El equipo

utilizado fue el espectrómetro de masas de plasma inductivamente acoplado (LA - ICPMS), marca Thermo.

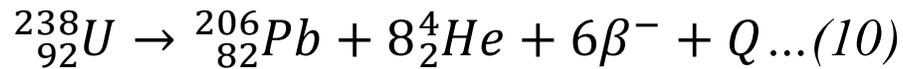
Bases teóricas del método U-Pb

El uranio (U) es el elemento químico con número atómico 92 con número de oxidación +4 y con radio atómico de 1.05 Å. Mientras que el torio (Th) tiene el número atómico 90, su número de oxidación también es +4 y su radio atómico es de 1.10 Å. Ambos elementos son parte del grupo de los actínidos; además, su configuración electrónica los hace similares en propiedades fisicoquímicas. En cuanto a los isótopos, el uranio ($Z = 92$) tiene 3 isótopos naturales (^{238}U , ^{235}U y ^{234}U), los cuales son todos radioactivos. El torio ($Z = 90$) por su parte, sólo posee un isótopo natural (^{232}Th) y es radioactivo. Respecto al plomo (Pb), este es un metal pesado que pertenece al grupo IV de la tabla periódica. Al igual que uranio y torio, es un elemento incompatible con estados de oxidación 2+ (más abundante) y 4+. Su radio iónico es 1.19 Å (coordinación octaédrica) y 1.29 Å (coordinación cúbica). El plomo presenta 4 isótopos estables: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb ; de estos, únicamente el ^{204}Pb es no radiogénico, los 3 isótopos restantes son producto de 3 series de decaimiento diferentes (Faure y Mensing, 2005).

Sistema isotópico U, Th-Pb

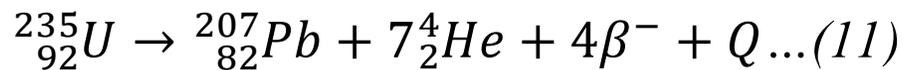
Los isótopos de Pb son generados por 3 series de decaimiento del U y el Th, descritos por las expresiones siguientes (10,11 y 12), en donde el parámetro Q representa la suma del total de la energía de decaimiento de la serie completa en unidades de millones de electronvoltios (Faure y Mensing, 2005).

El decaimiento de ^{238}U que tiene al ^{234}U como miembro intermedio y que, finalmente, decae en el ^{206}Pb puede resumirse con la ecuación (10). Para este caso el valor de Q es de 47.4 MeV/átomo (Faure y Mensing, 2005). Lo que representa la ecuación (10) es que cada átomo de ^{238}U decae a uno de ^{206}Pb mediante la emisión de 8 partículas- α y 6 partículas- β . En esta serie hay varias ramificaciones posibles, pero al final de la serie de decaimiento siempre se produce el isótopo ^{206}Pb :



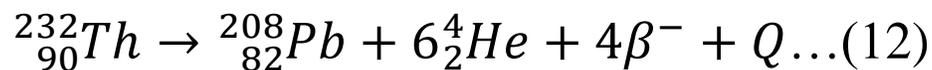
(Faure y Mensing, 2005).

Respecto al ${}^{235}\text{U}$, la desintegración de éste da lugar al ${}^{207}\text{Pb}$ mediante la emisión de 7 partículas- α y 4 partículas- β , donde Q tiene un valor es de 45.2 MeV/átomo (Faure y Mensing, 2005).



(Faure y Mensing, 2005).

Finalmente, la serie de decaimiento del ${}^{232}\text{Th}$ da como resultado la formación del ${}^{208}\text{Pb}$, en cuya expresión (12) el valor de Q es igual a de 39.8 MeV/átomo (Faure y Mensing, 2005).



(Faure y Mensing, 2005).

Principios

La acumulación de los isótopos de Pb radiogénicos se puede entender mediante las ecuaciones siguientes (13, 14 y 15). En ellas se puede observar que están todas relacionadas con el isótopo ^{204}Pb ; eso se debe a que es el único isótopo estable no radiogénico del Pb. Se observa también 3 diferentes λ 's, cuyos valores corresponden a las constantes de decaimiento de los isótopos ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th .

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{inicial}} + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \left(e^{\lambda_{238}t} - 1 \right) \dots (13)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{inicial}} + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \left(e^{\lambda_{235}t} - 1 \right) \dots (14)$$

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{inicial}} + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} \left(e^{\lambda_{232}t} - 1 \right) \dots (15)$$

$$\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$$

$$\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$$

$$\lambda_{232} = 4.9475 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$$

(Faure y Mensing, 2005)

Finalmente, ya que se midieron y se calcularon los valores requeridos, se pueden calcular 3 edades independientes, sirviéndose de las ecuaciones siguientes:

$$t_{206} = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left[\frac{\left(\frac{206Pb}{204Pb} \right) - \left(\frac{206Pb}{204Pb} \right)_{inicial}}{\left(\frac{238U}{204Pb} \right)} + 1 \right] \dots (16)$$

$$t_{207} = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left[\frac{\left(\frac{207Pb}{204Pb} \right) - \left(\frac{207Pb}{204Pb} \right)_{inicial}}{\left(\frac{235U}{204Pb} \right)} + 1 \right] \dots (17)$$

$$t_{208} = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left[\frac{\left(\frac{208Pb}{204Pb} \right) - \left(\frac{208Pb}{204Pb} \right)_{inicial}}{\left(\frac{232Th}{204Pb} \right)} + 1 \right] \dots (18)$$

(Faure y Mensing, 2005)

Resultados de geocronología

Como se puede observar en la figura 48 la edad obtenida para la muestra AG03-22, representante de las rocas intrusivas, fue de 33.81 ± 0.41 Ma. Dicha edad se logró a partir de la medición de 30 cristales individuales de zircón, de los cuales 4 fueron descartados automáticamente por el software. Se optó por este diagrama puesto que se cree que hay cristales heredados dentro de la muestra, probablemente generando edades dispares, y por tanto, un error muy alto en el diagrama de la concordia. Los datos analíticos se pueden consultar en el anexo 1.

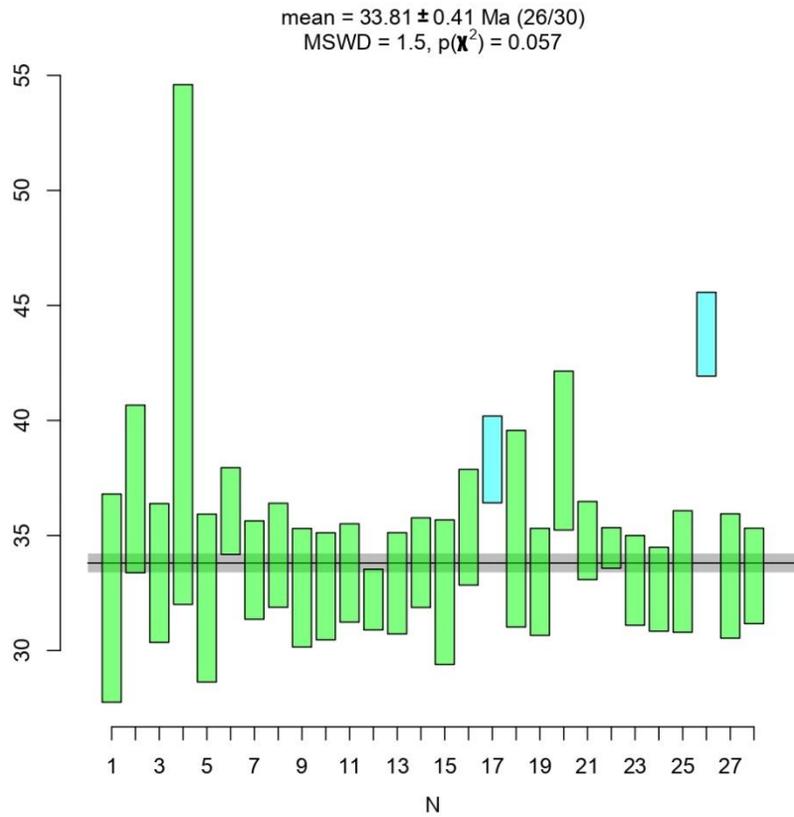


Figura 48. Diagrama de edad promedio ponderada con $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para la muestra AG03- 22 correspondiente a las rocas intrusivas. La edad se calculó a partir de 26 cristales de zircones (en verde).

Por su parte, la muestra AG09-23X (Figura 49) correspondiente a los productos volcánicos (ceniza consolidada) pertenecientes a la Formación Tlaica, arrojó una edad de 34.43 ± 0.50 Ma, edad obtenida gracias a 31 cristales recuperados de la muestra. Los datos analíticos se pueden consultar en el anexo 1.

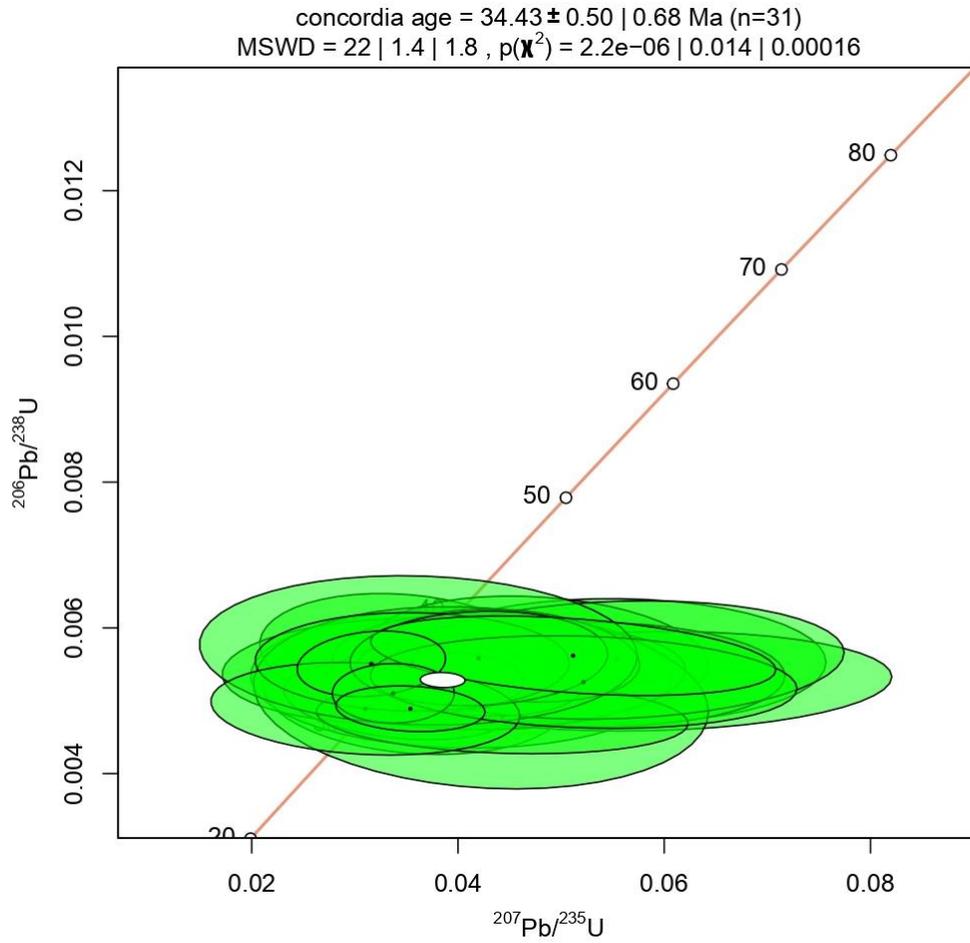


Figura 49. Diagrama de Concordia para la muestra AG09-23X correspondiente a la ceniza consolidada.

CAPÍTULO VIII DISCUSIÓN

8.1 Discusión general

Como se puede observar en la figura 50, se compararon los elementos traza de las rocas intrusivas de la Sierra de Tlayca con el Intrusivo del Tepenene (muestra PI-1) que aflora en los alrededores de Izúcar de Matamoros, Puebla, relacionado además con esquistos azules del Complejo Acatlán, así como, con las rocas de la Caldera de Huautla (muestra Hu-243), correspondiente a lavas y rocas hipabisales de composición intermedia y finalmente con la Suite Chalcatzingo, rocas catalogadas como trondhjemitas. Los datos analizados corresponden a los trabajos de Grimaldo-Alvarado (tesis en proceso de publicación), Gómez-Tuena et al. (2008) y González-Torres (2013), respectivamente. En este diagrama se puede advertir que el patrón de la Suite Chalcatzingo es discordante de las otras muestras: por ejemplo, no se observa esa alta relación entre los LILE/HFSE típica de un arco volcánico.

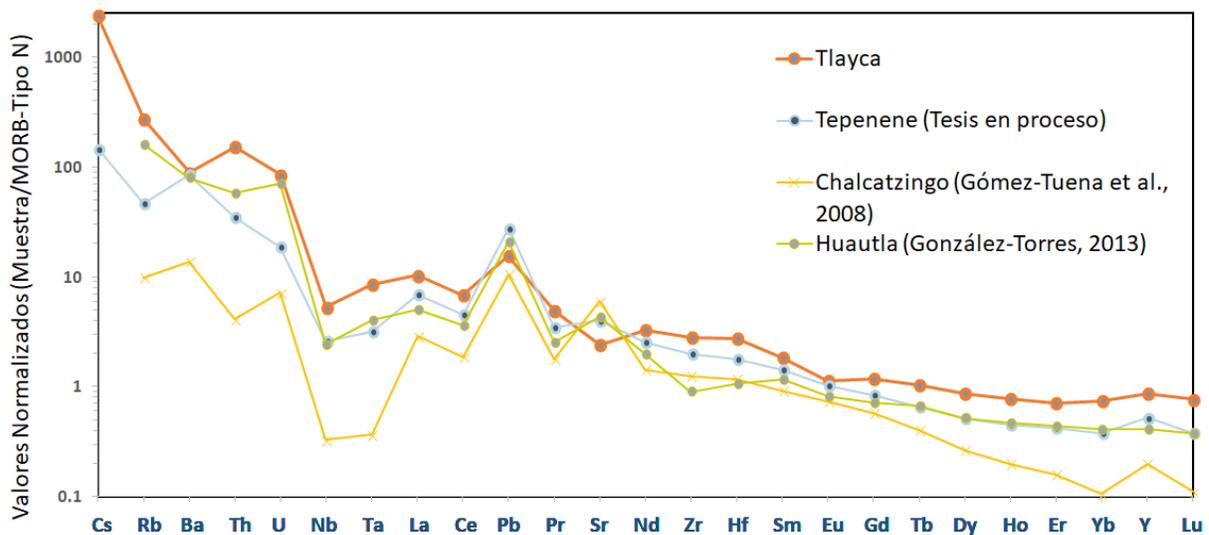


Figura 50. Diagrama de araña de los elementos traza identificados en la muestra AG03-22 normalizados con MORB-Tipo N (Sun y McDonough, 1989) y comparados con muestras aledañas a la zona de estudio (Gómez-Tuena et al., 2008; González-Torres, 2013).

Respecto a las REE, el resultado de la comparación se observa en la figura 51. En dicho diagrama se vislumbra que el patrón es similar para las mismas 3 muestras (Tlayca, Tepenene y Huautla). El comportamiento de las REE es decreciente de izquierda a derecha, es decir, hay un enriquecimiento en las tierras raras ligeras y un empobrecimiento hacia las tierras raras pesadas, en este sentido, nos indica que está enriquecido en elementos de mayor radio iónico, patrón típico de un ambiente de subducción. Respecto a las rocas de Chalcatzingo, se puede observar que el patrón es similar, pero la disminución de las tierras raras pasadas es mayor. En este sentido, Gómez-Tuena et al. (2008) mencionan que el tanto el itrio como las tierras raras pesadas están fuertemente empobrecidas en concentraciones relativamente altas de estroncio, lo cual deriva en relaciones altas de Sr/Y y Gd/Yb y ello se considera una de las características de las adakitas y TTG arqueanos.

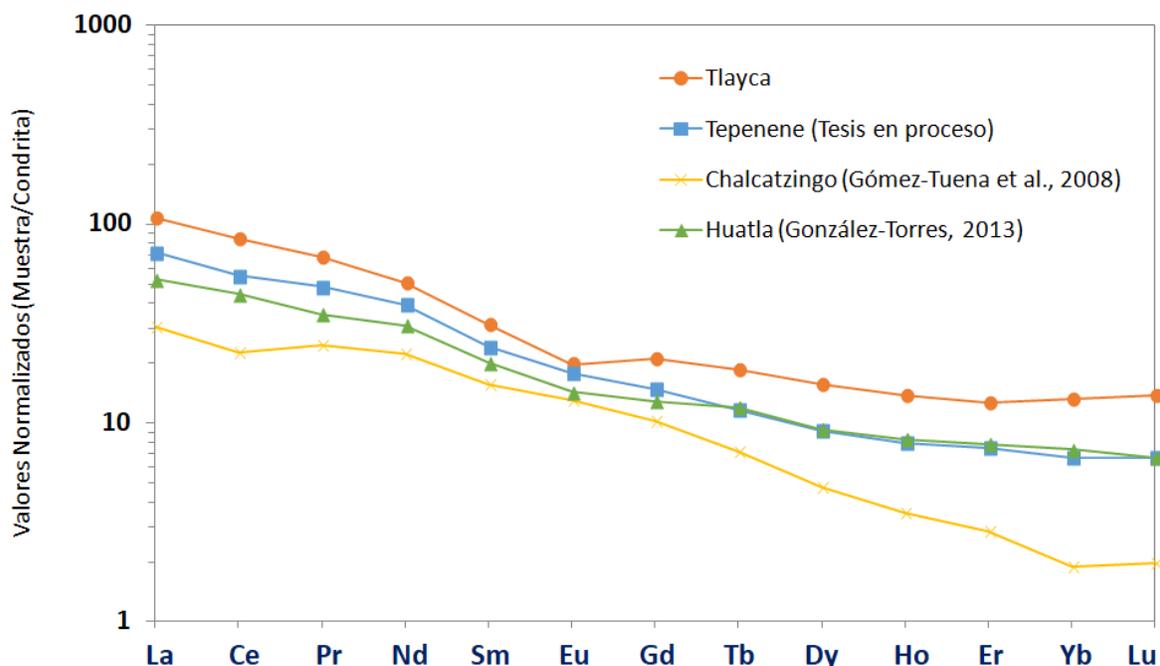


Figura 51. Diagrama de tierras raras analizadas de la muestra AG03-22 normalizado con valores de condrita carbonácea (Sun y McDonough, 1989) y comparados con muestras aledañas a la zona de estudio (Gómez-Tuena et al., 2008; González-Torres, 2013).

Se realizó además la comparación de los datos isotópicos de los sistemas de Rb-Sr y Sm-Nd mediante el diagrama de la figura 52. En este diagrama se puede observar que para el intrusivo de Tlayca se obtuvieron valores de $\epsilon Nd_{inicial}$ de -1.4; mientras que para el del Tepenene, el valor de $\epsilon Nd_{inicial} = -3.56$ y 0.77 para las rocas de Huautla. Los valores de las tres muestras se engloban dentro de los valores esperados para granitoides tipo I. Caso contrario para Chalcatzingo que, según Gómez-Tuena et al. (2008) presenta un rango de ϵNd que va desde +5 hasta +8.8 y que, como se puede observar en el diagrama, se posiciona muy alto dentro del cuadrante II, es decir, queda fuera del rango esperado para los granitoides tipo I. Respecto a la muestra de la Caldera de Huautla, ésta se encuentra en el límite entre el cuadrante II y III, mientras que la muestra del Tepenene así como la muestra de la Sierra de Tlayca se encuentran en el cuadrante IV pero todavía dentro de lo esperado en el arreglo del manto. Entonces, si se asume que los tres sitios están correlacionados, se podría inferir que las rocas menos evolucionadas corresponderían a las de la Caldera de Huautla, esto debido a que su relación de Sm/Nd es más alta; respecto a las rocas de la Sierra de Tlayca y el intrusivo del Tepenene podrían representar la parte más evolucionada por sus valores negativos de $\epsilon Nd_{inicial}$. Finalmente, en lo que respecta a la suite Chalcatzingo, se descarta relación directa porque se observa que su valor de $\epsilon Nd_{inicial}$ es sumamente alto (hasta +8), lo cual implicaría una fuente mucho más primitiva que incluso, la de las rocas de Huautla.

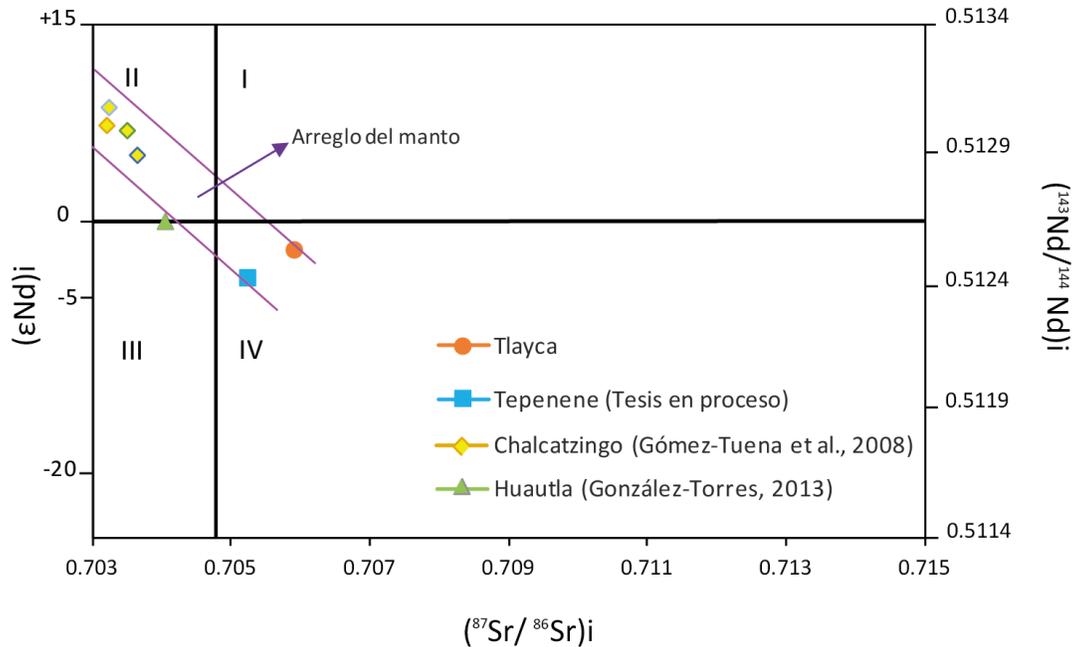


Figura 52. Diagrama de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ para las rocas de Tlayca, el Tepenene, Chalcatzingo y Huautla (Gómez-Tuena et al., 2008; González-Torres, 2013).

8.2 Guías mineras

Según Burisch et al. (2023), se considera que las sucesiones sedimentarias marinas localizadas dentro de la cuenca Morelos-Guerrero representan el mayor anfitrión de la mineralización tipo skarn en la zona que comprende al estado de México, Morelos y Guerrero. En ese sentido, este skarn puede ser de interés económico, por ello, es relevante analizarlo a profundidad. En principio, en el análisis petrográfico se encontró que existe zonación en los granates (muestra AG06-22X), lo cual, según Meinert et al. (2005) indica la interacción entre los periodos de calentamiento y la infiltración de los fluidos (como se muestra en la figura 53). En este caso se observa una zonación oscilatoria lo cual indica periodos cíclicos de estancamiento y circulación de los fluidos. Lo anterior puede resultar en una guía de exploración en vista de que esta circulación de fluidos puede implicar la circulación de los minerales de interés asociados al skarn.

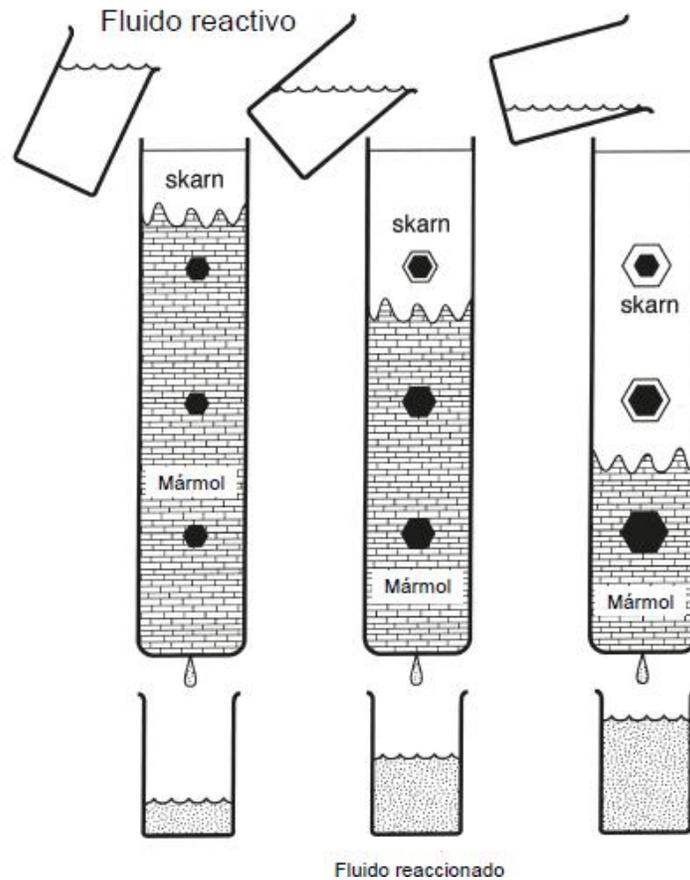


Figura 53. Ilustración de la propagación del frente de reacción y la zonación mineral resultante por infiltración del fluido reactivo; los hexágonos negros son la representación de granates grosularia, mientras que el hexágono de mayor tamaño sin color indica el crecimiento del granate en presencia del líquido reactivo (Modificado de Meinert et al., 2005).

A nivel de afloramiento, se observan otras evidencias de relevancia tal como la presencia de “vetas” de granate, es decir, fracturas rellenas con cristales de granate dentro del cuerpo intrusivo (Figura 54), así como también, en el exoskarn. Estas relaciones de corte indican que existió un segundo estadio de formación de skarn, debido a que este conjunto de cristales está atravesando un cuerpo previamente atacado por el proceso de skarn.



Figura 54. “Veta” de granate dentro del intrusivo.

Como última posible guía minera empírica, se hace mención de que uno de los ejidatarios de la zona realizó el hallazgo de cuarzos variedad amatista (Figura 55) en la parte más alta de la Sierra (1700 m.s.n.m.), así como también en un lomerío cercano a la Sierra de Tlayca, a aproximadamente 4 km en línea recta. Sin embargo, este último hallazgo no pudo corroborarse en el presente estudio, pero se hace mención porque existe evidencia empírica de que la presencia de este cuarzo, puede ser un indicador de un depósito mineral a profundidad (p. e. Voudouris et al., 2018). Otro factor que podría sustentar esta hipótesis, es la presencia de la alteración retrógrada en las muestras de la zona, la cual se reconoce principalmente por la presencia de clorita, epidota y pirita (Ver capítulo V).



Figura 55. Cuarzo amatista localizado en un lomerío cercano a la Sierra de Tlayca.

CAPÍTULO IX CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

9.1 Conclusiones generales

Se concluye que las rocas intrusivas de la zona son rocas ígneas de composición intermedia, clasificadas como cuarzo monzonita gracias al diagrama De la Roche. Se concluye además que el granitoide es del tipo metaluminoso, además de que los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ permiten identificarlo como un granitoide tipo I.

Se propone además que existe consanguinidad entre el intrusivo de la Sierra de Tlayca con edad de 33.81 ± 0.41 Ma (edad obtenida por U-Pb) y el intrusivo del Tepenene, así como también con las rocas de la Caldera de Huautla. Esto debido a que las muestras son contemporáneas y además presentan similitudes en sus patrones de REE y valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. De esta forma, se consideraría que este intrusivo es miembro del magmatismo de la Sierra Madre del Sur.

Se rechaza la hipótesis de que exista relación con la zona de Chalcatzingo. A pesar de que ambas muestras son alcalinas, la afinidad de la Suite Chalcatzingo está fuertemente asociada a una fuente más primitiva, y en general, según autores previos, presenta un comportamiento geoquímico más similar a los MORB; aunado, además, a una diferencia de alrededor de 14 Ma entre la formación de ambas rocas.

Se sugiere además que la zona de estudio puede considerarse como un punto de control para la delimitación del terreno tectonoestratigráfico Mixteca debido a la edad modelo tan alta obtenida para el intrusivo (869 Ma).

Finalmente, se sugiere que la Formación Tlaica derivado de la edad obtenida por U-Pb que fue de 34 ± 0.50 Ma sí podría ser parte de la denominada Ignimbrita Tilzapotla. Sin embargo, para sustentar esta afirmación se necesita realizar análisis geoquímicos y petrográficos detallados.

9.2 Recomendaciones

9.2.1 Recomendaciones para próximos estudios.

Se recomienda realizar análisis de catodoluminiscencia en los zircones para conocer la estructura de los mismos, y así poder afirmar o rechazar la hipótesis de que existen núcleos heredados.

En el estudio de esta Sierra, hay mucho conocimiento por abonar al proceso del skarn, uno de los análisis que podrían realizarse son los isótopos estables tales como C, O, H y S. Según Meinert et al. (2005) estos isótopos permiten dilucidar las fuentes de los fluidos, ya sean meteóricos o magmáticos. La fuente de los fluidos tiene repercusión en la evolución del skarn, por ejemplo, en skarns de alta temperatura de W se ha observado que los fluidos magmáticos permiten la cristalización de minerales hidratados tales como biotita o anfíboles en altas temperaturas.

Otro factor por considerar dentro de las condiciones de formación del skarn es la profundidad en que éste se formó, para ello se podrían aplicar geobarómetros cuantitativos. La importancia de conocer la profundidad en que tuvo lugar el metamorfismo radica en el gradiente geotérmico y la temperatura inicial del proceso. Es decir, si la roca se encuentra a mayor profundidad, por ende, tendrá mayor temperatura de inicio que, sumado al flujo de calor asociado a la intrusión, generará una mayor área de alteración. Meinert et al. (2005) mencionan además que, una mayor temperatura de formación podría afectar la secuencia de cristalización del plutón y minimizar la cantidad de alteración retrógrada de los minerales de skarn.

9.2.2 Recomendaciones para el uso de los minerales asociados al proceso de skarn.

Dentro de la Sierra de Tlayca, la extensión que comprende al skarn es amplia; en ese sentido, los minerales asociados como la vesuvianita y el granate se presentan en altas proporciones. Este último, por ejemplo, implica una amplia variedad de calidades y tamaños; pudiendo considerarse como un material de interés dentro de la industria de los abrasivos por su dureza y fractura angular poco común, ya sea en Sandblast o en la fabricación de papel granate (Klein y Cornelius, 2018).

Otro aspecto por considerar, es el uso de los granates dentro de la joyería. Si bien, la variedad más solicitada dentro del grupo de las grosularias es la hessonita, también conocida como “piedra de canela” (variedad parda-naranja), cuyo índice de refracción es de 1.743 (Anderson, 1975). Se ha encontrado que, en esta Sierra, el índice de refracción para la variedad grosularia varía de 1.72 y 1.74 (Mares-Tepanohaya, 2014), además, se han encontrado especímenes con alto grado de diafanidad, lo cual, en conjunto podría resultar en gemas de interés comercial a pesar de no tener el característico color pardo anaranjado.

REFERENCIAS

- Aguilera-Franco, N. & Hernández, U. (2004). Cenomanian–Turonian facies succession in the Guerrero–Morelos Basin, Southern Mexico. *Sedimentary Geology*, 170(3-4), 135-162.
- Aguilar-Murillo, C. A. (2012). Reconocimiento geológico de la zona de skarn de la sierra de Tlayca y Tlayecac en el estado de Morelos, México. Tesis de licenciatura, Universidad de Sonora. Biblioteca Digital Universidad de Sonora.
- Anderson, B. W. (1975). Identification des Pierres Précieuses. Ediciones Hugo Buchser, 422 p.
- Burisch, M., Bussey, S. D., Landon, N., Nasi, C., Kakarieka, A., Gerdes, A., Albert, R., Stein, H. J., Gabites, J. A., Friedman, R. M. & Meinert, L. D. (2023). Timing of magmatism and skarn formation at the Limon, Guajes, and Media Luna gold ± copper skarn deposits at Morelos, Guerrero State, Mexico. *Economic Geology* 118 (4), 695-718.
- Campa, M. F. & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Castro-Dorado, A. (2015). Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas. Ediciones Paraninfo, 260 p.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *The Geological Society of America, Special Paper*, 219-308.
- Chappell, B. & White, A. (1974). Two contrasting granite types. *Pacif. Geol.*, 8, 173-174.

- Chen, G. N. & Grapes, R. (2007). *Granite Genesis: In Situ Melting and Crustal Evolution*. Springer, 278 p.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2016). CEAGUA. <http://aguamorelos.gob.mx/subcuencas/>
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. Springer Dordrecht, 450 p.
- De Cserna, Z., Rincón Orta, C., Solorio-Munguía, J., & Schmitter-Villada, E. (1968). Una edad radiométrica pérmica temprana de la región de Placer de Guadalupe, noreste de Chihuahua. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65-73.
- De Cserna, Z., Fries Jr, C., Rincon-Orta, C., Solorio-Munguia, J. & Schmitter-Villada, E. (1974). Datos geocronométricos terciarios de los estados de México, Morelos y Guerrero. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 26, 263-273.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 - R2 -diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1-4), 183-210.
- Díaz-Rocha, D. (2019). Revalidación de dos diferentes técnicas de separación de zircones para obtener edades de rocas por el método U-Pb. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México. TESIUNAM.
- Eby, G. N. (1990). The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26(1-2), 115-134.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, 589 p.
- Faure, G., & Mensing, T. M. (2005). *Isotopes Principles and Applications*. John Wiley & Sons, Inc, 897 p.

- Fries, C. (1958). Geology of the state of Morelos and contiguous areas in south-central Mexico. Tesis de doctorado, Universidad de Arizona. Repositorio de la Universidad de Arizona.
- Fries, C. (1960). Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región centro meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología*, (60), 236.
- Fries, C., Schlaepfer, C. J. & Orta, C. R. (1966). Nuevos datos geocronológicos del Complejo Oaxaqueño. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 29(1), 59-66.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, 42(11), 2033-2048.
- Frost, B. R. & Frost, C. D. (2019). *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, 2ª ed., 349 p.
- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Wiley-Blackwell, 428 p.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N. E., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J. & Iriondo, A. (2008). The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology*, 36(6), 471-474.
- González-Torres, E. (2013). Estratigrafía, geocronología y petrogénesis del campo volcánico de Huautla, estados de Morelos, Puebla y Guerrero, y sus implicaciones en el origen del magmatismo silícico de la Sierra Madre del Sur. Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México. TESIUNAM.
- Grimaldo-Alvarado, J. (en proceso de publicación). Caracterización geoquímica y petrológica del plutón del Tepenene, Izúcar de Matamoros, Puebla. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Howell, D. G. (1985). Terranes. *Scientific American*, 253(5), 116-125.

- Iddings, J. P. (1892). The eruptive rocks of Electric Peak and Sepulchre Mountain, Yellowstone National Park. US Government Printing Office, 95 p.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2001). Fisiografía. <https://www.inegi.org.mx/temas/fisiografia/>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (s.f.). Cuéntame. https://www.cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/mor/territorio/clima.aspx?tema=me&e=17&as_qdr=y15
- Klein, C., & Cornelius Jr, S. (2018). Manual de Mineralogía. Volumen 2. Reverté, 396 p.
- Kwak, T. A. (2012). W-Sn Skarn Deposits: and Related Metamorphic Skarns and Granitoids. Elsevier, 451 p.
- Larsen Jr, E. S., Keevil, N. B., & Harrison, H. C. (1952). Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. *Geological Society of America Bulletin*, 63(10), 1045-1052.
- Lutz, R. C. (2023). Geochemistry. *Salem Press Encyclopedia of Science*. 3 p.
- Mares-Tepanhaya, R.U. (2014). Caracterización geoquímica y gemológica de los granates del skarn de la sierra de Tlayca, Morelos. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México. TESIUNAM.
- Meinert, L. D. (1992). Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19(4), 145-162.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M. & Nicolescu, S. (2005). World skarn deposits. *Economic Geology*, 100, 299–336.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J. & Iriondo, A. (2004). A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tlzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(1-2), 97-119.

- Morán-Zenteno, D. J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L. A. & Solé, J. (2007). Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tlzapotla-Taxco sector. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 68-80.
- Naumann, B., Plank, F., & Hofbauer, G. (Eds.). (1992). Language and Earth: Elective affinities between the emerging sciences of linguistics and geology (Vol. 66). John Benjamins Publishing.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Rollinson, H. (1993). Using Geochemical Data. Evaluation, Presentation, Interpretation. Routledge, 384 p.
- Schaaf, P., Heinrich, W., & Besch, T. (1994). Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118(1-4), 63-84.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, (278), 1-153.
- Sen, G. (2014). Petrology: Principles and Practice. Springer Science & Business Media, 375 p.
- Shrivastava, K. L., & Srivastava, P. K. (2015). Frontiers of Earth Science. Scientific Publishers, 650 p.
- Streckeisen, A. (1973). Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 18, 26-30.

- Sun, S. S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Torres de León, R., (2001). Estructuras del Terreno Mixteca, en el área comprendida entre la Cabalgadura de Papalutla y el Sinclonorio Olinalá, estado de Guerrero. Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Guerrero. Repositorio institucional-UAGRO.
- Voudouris, P., Melfos, V., Mavrogonatos, C., Tarantola, A., Götze, J., Alfieris, D., Maneta, V. & Psimis, I. (2018). Amethyst occurrences in Tertiary volcanic rocks of Greece: Mineralogical, fluid inclusion and oxygen isotope constraints on their genesis. *Minerals*, 8(8), 324.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman. 466 p.
- Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Pearson education, 738 p.

ANEXO

Anexo 1: Resultados de los análisis geoquímicos

Tabla 2. Elementos mayoritarios analizados en la muestra AG03-22 por el LANGEM.

Componente	Concentración (% en peso)
SiO₂	65.464
TiO₂	0.646
AlO₃	14.735
Fe₂O₃	3.262
MnO	0.062
MgO	1.739
CaO	3.749
Na₂O	4.96
K₂O	4.725
P₂O₅	0.107
PXC	0.55
Suma	99.999

Tabla 3. Elementos traza analizados en la muestra AG03-22 por ICP-MS en el LEI.

Elemento	Concentración (ppm)
Li	38.632
Be	1.955
B	24.748
Sc	8.0862
V	71.763
Cr	137.544
Co	3.807
Ni	4.325
Cu	1.776
Zn	21.003
Ga	16.450
Rb	150.460
Sr	215.838
Y	23.969
Zr	209.210
Nb	12.282
Mo	1.877
Sn	1.863
Sb	1.435
Cs	16.518
Ba	555.796

Elemento	Concentración (ppm)
La	25.650
Ce	51.475
Pr	6.477
Nd	23.828
Sm	4.810
Eu	1.146
Tb	0.689
Gd	4.314
Dy	3.954
Ho	0.774
Er	2.089
Yb	2.256
Lu	0.348
Hf	5.587
Ta	1.123
W	0.977
Tl	0.6277
Pb	4.626
Th	18.389
U	3.971

Tabla 4. Datos isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd de la muestra AG03-22 realizados en el LUGIS. Concentraciones determinado por Dilución Isotópica (D.I.).

Muestra	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1SD	1SE(M)	n	Concentración Rb (ppm)	Concentración Sr (ppm)
AG03-22	2.498	0.707011	33	4	58	207.89	240.82

Muestra	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1SD	1SE(M)	n	$\epsilon\text{Nd}_{\text{Hoy}}$	1σ	Concentración Sm (ppm)	Concentración Nd (ppm)	Edad Modelo
AG03-22	0.118	0.512549	14	2	68	-1.74	0.27	4.59	23.53	869 Ma

Tabla 5. Resultados de los análisis de geocronología U-Pb en zircones realizados al intrusivo (muestra AG03-22) en el LEI.

	Relaciones isotópicas									Edades corregidas (Ma)								
	207Pb/206Pb	±2se abs	207Pb/235U	±2se abs	206Pb/238U	±2se abs	208Pb/232Th	±2se abs	Rho (6/8v7/5)	206Pb/238U	±2se	207Pb/235U	±2se	207Pb/206Pb	±2se	Best age (Ma)	±2se	Disc %
AG03-22_Zrn-01	0.05487	0.0123	0.03416	0.00709	0.00502	0.00036	0.00163	0.00026	0.035	32.3	2.28	33.9	6.93	-195.9	631.75	32.3	2.28	4.9
AG03-22_Zrn-02	0.05144	0.00653	0.03965	0.00538	0.00576	0.00029	0.00182	0.0002	-0.259	37	1.87	39.4	5.26	73.4	354.8	37	1.87	6.1
AG03-22_Zrn-03	0.05639	0.0117	0.03916	0.00839	0.00519	0.00024	0.00175	0.00014	-0.067	33.3	1.53	38.9	8.15	180.7	469.23	33.3	1.53	14.2
AG03-22_Zrn-04	0.09179	0.02888	0.08348	0.02942	0.00674	0.00092	0.0023	0.00087	0.327	43.3	5.92	80.9	27.48	1250.5	705.93	43.3	5.92	46.4
AG03-22_Zrn-05	0.06431	0.00977	0.04421	0.00679	0.00502	0.00029	0.0027	0.00156	-0.091	32.3	1.84	43.9	6.59	700.7	304.56	32.3	1.84	26.5
AG0322-II_Zrn-01	0.13343	0.01967	0.1018	0.01497	0.00561	0.0003	0.00296	0.00034	0.048	36.1	1.94	98.1	13.7	2063.5	261.77	36.1	1.94	63.3
AG0322-II_Zrn-02	0.14536	0.02307	0.10263	0.01517	0.00521	0.00034	0.00258	0.00036	0.048	33.5	2.17	98.9	13.85	2199.8	253.72	33.5	2.17	66.1
AG0322-II_Zrn-03	0.21743	0.04478	0.16374	0.03669	0.00531	0.00036	0.00716	0.00152	0.241	34.1	2.29	166.1	42.44	2854.5	426.85	34.1	2.29	79.5
AG0322-II_Zrn-04	0.066	0.00392	0.43079	0.02912	0.04769	0.00189	0.01615	0.00144	0.269	300.3	11.62	363	20.5	780.6	120.16	300.3	11.62	17.3
AG0322-II_Zrn-05	0.05231	0.00973	0.03618	0.00614	0.00509	0.00041	0.00193	0.00049	-0.13	32.7	2.64	36.1	6.03	194.2	509.63	32.7	2.64	9.3
AG0322-II_Zrn-06	0.05759	0.01121	0.03909	0.00771	0.0051	0.00037	0.00201	0.00019	-0.115	32.8	2.38	38.8	7.49	-35.7	689.25	32.8	2.38	15.5
AG0322-II_Zrn-07	0.08029	0.0101	0.05731	0.00895	0.00519	0.00034	0.00241	0.00039	0.471	33.4	2.15	56.5	8.56	1141.4	255.99	33.4	2.15	40.9
AG0322-II_Zrn-08	0.10449	0.01285	0.07165	0.00819	0.00501	0.00021	0.00286	0.00036	-0.084	32.2	1.38	70.2	7.78	1646.8	235.83	32.2	1.38	54.1
AG0322-II_Zrn-09	0.10451	0.01287	0.07323	0.0098	0.00512	0.00035	0.0031	0.0004	0.351	32.9	2.26	71.5	9.24	1566.3	243.01	32.9	2.26	54
AG0322-II_Zrn-10	0.08011	0.00965	0.05722	0.00739	0.00526	0.00031	0.00268	0.00032	0.213	33.8	2.01	56.3	7.03	1048.2	236.87	33.8	2.01	39.9
AG0322-II_Zrn-11	0.17671	0.03307	0.11109	0.01554	0.00506	0.0005	0.00366	0.0005	-0.262	32.5	3.2	106.3	14.12	2333.7	356.61	32.5	3.2	69.4
AG0322-II_Zrn-12	0.16444	0.02546	0.11871	0.01473	0.0055	0.0004	0.00459	0.00062	-0.243	35.3	2.59	113.4	13.43	2429.1	230.05	35.3	2.59	68.8
AG0322-II_Zrn-13	0.14964	0.01855	0.12085	0.01568	0.00596	0.0003	0.00409	0.00043	0.066	38.3	1.89	115.1	14.15	2339.3	212	38.3	1.89	66.7
AG0322-II_Zrn-14	0.115	0.0386	0.07972	0.02088	0.00549	0.00068	0.00282	0.00039	-0.217	35.3	4.35	77.2	19.43	1424.2	636.63	35.3	4.35	54.3
AG0322-II_Zrn-15	0.17372	0.01602	0.12149	0.01299	0.00513	0.00037	0.00412	0.00047	0.379	33	2.37	116.1	11.66	2550	161.93	33	2.37	71.6
AG0322-II_Zrn-16	0.13296	0.03151	0.10703	0.02521	0.00602	0.00055	0.00419	0.0007	0.018	38.7	3.54	102.2	22.94	1835.3	509.11	38.7	3.54	62.1
AG0322-II_Zrn-17	0.11925	0.01757	0.08986	0.01532	0.00541	0.00027	0.00247	0.00019	0.51	34.8	1.72	86.9	14.16	1808.5	277.81	34.8	1.72	59.9
AG0322-II_Zrn-18	0.0483	0.00352	0.03588	0.00292	0.00536	0.00014	0.00211	0.00027	0.2	34.4	0.9	35.8	2.86	92.4	152.49	34.4	0.9	3.7
AG0322-II_Zrn-19	0.06163	0.01504	0.04708	0.01257	0.00514	0.00031	0.00226	0.00034	-0.128	33.1	1.97	46.3	12.06	171.2	745.49	33.1	1.97	28.6
AG0322-II_Zrn-20	0.12412	0.00997	0.30729	0.02643	0.01809	0.00146	0.01844	0.00172	0.465	115.6	9.23	271.8	20.5	2005.2	143.89	115.6	9.23	57.5
AG0322-II_Zrn-21	0.14818	0.01222	0.10674	0.01183	0.00508	0.00029	0.00409	0.00036	0.437	32.7	1.86	102.7	10.78	2318.7	159.46	32.7	1.86	68.2
AG0322-II_Zrn-22	0.11173	0.02293	0.07633	0.0134	0.0052	0.00042	0.00251	0.00043	0.053	33.4	2.7	74.2	12.69	1466.5	480.64	33.4	2.7	55
AG0322-II_Zrn-23	0.24932	0.02345	0.23223	0.02119	0.00681	0.00029	0.00802	0.00049	-0.113	43.7	1.83	211.5	17.54	3143.6	160.87	43.7	1.83	79.3
AG0322-II_Zrn-24	0.06557	0.01728	0.04635	0.01222	0.00517	0.00043	0.00212	0.00023	0.067	33.2	2.78	45.8	11.87	342.5	803.16	33.2	2.78	27.4
AG0322-II_Zrn-25	0.1367	0.01723	0.09726	0.01371	0.00517	0.00033	0.00266	0.00031	0.436	33.2	2.12	93.9	12.6	2107.2	214.87	33.2	2.12	64.6

Tabla 6. Resultados de los análisis de geocronología U-Pb en zircones realizados a la ceniza volcánica (muestra AG09-23X) en el LEI.

	Relaciones isotópicas									Edades corregidas (Ma)								
	207Pb/206Pb	±2se abs	207Pb/235U	±2se abs	206Pb/238U	±2se abs	208Pb/232Th	±2se abs	Rho (6/8v7/5)	206Pb/238U	±2se	207Pb/235U	±2se	207Pb/206Pb	±2se	Best age (Ma)	±2se	Disc %
Ag09-13x_Zrn-01	0.05395	0.02106	0.03577	0.01201	0.00509	0.00068	0.00185	0.00046	-0.16	32.7	4.34	34.8	11.61	2053.8	534.62	32.7	4.34	6.1
Ag09-13x_Zrn-02	0.0517	0.01272	0.03835	0.00933	0.00556	0.00046	0.0021	0.00038	-0.13	35.8	2.94	37.7	9.05	745.2	403.06	35.8	2.94	5.2
Ag09-13x_Zrn-03	0.07546	0.03655	0.0403	0.01668	0.0053	0.00077	0.00146	0.00063	-0.048	34	4.96	36.5	15.87	2784.2	473.03	34	4.96	11.7
Ag09-13x_Zrn-04	0.05195	0.01038	0.03996	0.00771	0.00543	0.00041	0.00156	0.00023	0.115	34.9	2.61	39.4	7.48	257	398	34.9	2.61	11.4
Ag09-13x_Zrn-05	0.05516	0.02018	0.03469	0.01137	0.00564	0.00068	0.00192	0.00045	-0.157	36.3	4.34	33.9	10.95	1474.2	453.57	36.3	4.34	-7
Ag09-13x_Zrn-06	0.07142	0.02535	0.05513	0.0168	0.00554	0.0007	0.00217	0.00047	-0.019	35.6	4.49	53.5	16.01	1462.2	485.49	35.6	4.49	33.4
Ag09-13x_Zrn-08	0.04266	0.01862	0.03487	0.01449	0.00541	0.00059	0.00219	0.00042	0.059	34.7	3.8	33.6	13.92	1608.4	435.02	34.7	3.8	-3.4
Ag09-13x_Zrn-09	0.07091	0.02386	0.04788	0.01339	0.00563	0.00066	0.00181	0.0004	-0.173	36.2	4.22	46.6	12.8	1384.4	435.03	36.2	4.22	22.3
Ag09-13x_Zrn-10	0.06082	0.0179	0.04362	0.0123	0.00521	0.00049	0.00147	0.00036	0.013	33.5	3.14	42.5	11.84	1692.7	276.88	33.5	3.14	21.2
Ag09-13x_Zrn-11	0.0733	0.02584	0.05806	0.01962	0.00527	0.00056	0.00247	0.0005	0.09	33.9	3.58	55.3	18.25	1524.1	484.64	33.9	3.58	38.8
Ag09-13x_Zrn-12	0.0727	0.02348	0.04312	0.01223	0.00528	0.00051	0.0016	0.00037	-0.084	34	3.3	42	11.75	1749.7	426.99	34	3.3	19.2
Ag09-13x_Zrn-13	0.06845	0.02307	0.0443	0.01352	0.00546	0.00061	0.00188	0.00035	-0.119	35.1	3.93	43	12.91	1572.4	491.46	35.1	3.93	18.4
Ag09-13x_Zrn-14	0.05504	0.01599	0.03421	0.00906	0.005	0.00044	0.00166	0.0002	-0.271	32.2	2.81	33.7	8.82	830.5	511.25	32.2	2.81	4.5
Ag09-13x_Zrn-15	0.07764	0.02363	0.05312	0.01518	0.00536	0.00059	0.00197	0.00041	-0.024	34.4	3.76	51.9	14.45	1036.6	490.46	34.4	3.76	33.6
Ag09-13x_Zrn-16	0.06265	0.0205	0.04441	0.01444	0.00532	0.00058	0.00178	0.00022	0.153	34.2	3.72	43.5	13.83	668.6	586.17	34.2	3.72	21.5
Ag09-13x_Zrn-17	0.05694	0.01165	0.04048	0.00779	0.00534	0.00033	0.00177	0.0002	-0.167	34.3	2.12	40.1	7.57	125	510.08	34.3	2.12	14.3
Ag09-13x_Zrn-18	0.07365	0.03448	0.04223	0.01802	0.00504	0.00102	0.00199	0.00075	-0.15	32.4	6.55	40.7	17.21	2695.4	469.55	32.4	6.55	20.5
Ag09-13x_Zrn-20	0.07371	0.02423	0.04429	0.01473	0.00477	0.00041	0.00183	0.0004	-0.165	30.7	2.61	43	14.12	1393.1	435.23	30.7	2.61	28.7
Ag09-13x_Zrn-21	0.06424	0.0161	0.04116	0.00899	0.00534	0.00045	0.00184	0.00036	-0.218	34.3	2.86	40.5	8.74	993.3	385.95	34.3	2.86	15.3
Ag09-13x_Zrn-22	0.06388	0.0218	0.05537	0.01804	0.00556	0.00066	0.00273	0.00081	0.126	37.2	5.12	53.7	17.25	1583	568.43	37.2	5.12	30.7
Ag09-13x_Zrn-23	0.0618	0.01579	0.04541	0.00998	0.00562	0.00052	0.00196	0.0003	-0.203	36.1	3.34	44.9	9.7	284	728.21	36.1	3.34	19.5
Ag09-13x_Zrn-24	0.05332	0.00897	0.03858	0.00638	0.00525	0.00033	0.00165	0.00019	0.009	33.8	2.14	36.2	6.2	-99	498.27	33.8	2.14	11.6
Ag09-13x_Zrn-25	0.07954	0.04896	0.03616	0.01735	0.00569	0.00084	0.0017	0.0005	-0.077	36.6	5.37	34.8	16.51	1914.9	657.11	36.6	5.37	-5.2
Ag09-13x_Zrn-26	0.05225	0.01995	0.03556	0.01245	0.00553	0.00055	0.00168	0.0003	-0.025	35.6	3.54	34.6	11.99	977.9	572.33	35.6	3.54	-2.8
Ag09-13x_Zrn-27	0.04499	0.01885	0.03102	0.01224	0.00489	0.00052	0.00154	0.00029	-0.156	31.4	3.33	30.4	11.8	879.2	560.78	31.4	3.33	-3.3
Ag09-13x_Zrn-29	0.05653	0.01497	0.04203	0.01022	0.00558	0.00053	0.00219	0.00041	0.092	35.9	3.4	41.2	9.84	758.7	410.72	35.9	3.4	12.9
Ag09-13x_Zrn-30	0.07621	0.02478	0.05218	0.01691	0.00526	0.00052	0.0017	0.00031	-0.141	33.8	3.33	51.1	16.24	1302.9	449.95	33.8	3.33	33.8
Ag09-13x_Zrn-31	0.07507	0.02693	0.05117	0.01606	0.00562	0.00045	0.00223	0.00031	-0.357	36.1	2.86	53.5	17.22	934.3	844.13	36.1	2.86	32.5
Ag09-13x_Zrn-32	0.04468	0.009	0.0316	0.00588	0.00551	0.00037	0.00192	0.00024	0.164	35.4	2.36	31.4	5.8	-181.4	431.5	35.4	2.36	-12.8
Ag09-13x_Zrn-33	0.04862	0.00769	0.03373	0.00483	0.0051	0.00033	0.0011	0.00022	0.008	32.8	2.14	33.6	4.75	-233.3	487.33	32.8	2.14	2.4
Ag09-13x_Zrn-34	0.05414	0.01006	0.03539	0.00591	0.00489	0.00026	0.00156	0.00017	-0.141	31.4	1.64	35.1	5.78	6.1	475.83	31.4	1.64	10.4

Anexo 2: Sección geológica de la Sierra de Tlayca

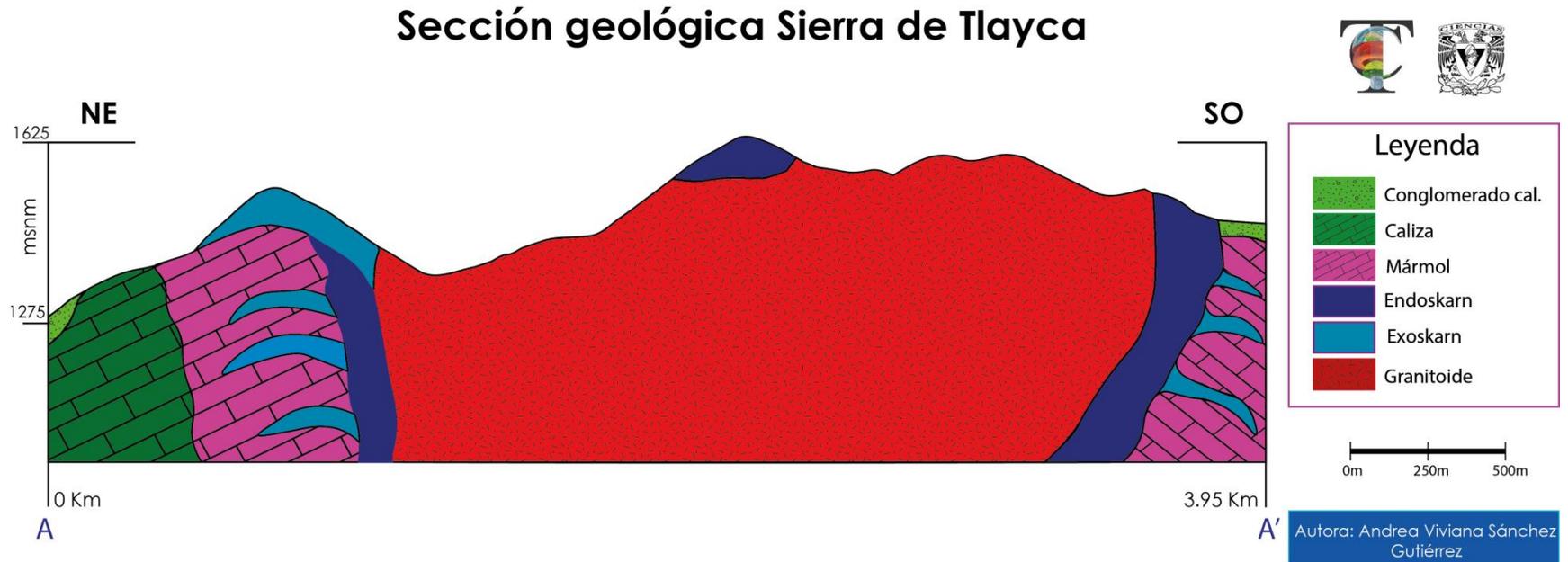


Figura 56. Sección geológica de la Sierra de Tlayca (Línea A-A' en el mapa geológico).